

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Tadeáš Hájek

Petrogeneze a vmístění granitoidů typu Weinsberg v oblasti Novohradských hor (moldanubický batolit)

Petrogenesis and emplacement of the Weinsberg granitoids in Nove Hradý Mts.
(Moldanubian Batholith)

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Kryštof Verner, Ph.D

Praha, 2017

„Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením školitele doc. RNDr. Kryštofa Věrného, Ph.D a všechny použité prameny jsem řádně citoval.“

Místo a datum:

Podpis:

Poděkování

V první řadě bych chtěl poděkovat svému školiteli doc. RNDr. Kryštofu Vernerovi, Ph.D bez jehož přátelského přístupu a užitečných rad by tato práce nikdy nemohla vzniknout. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Martinu Rackovi, Ph.D za jeho čas a námahu při analyzování vzorků a poskytnutí petrografických a mikrostrukturních dat. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat svým rodičům a blízkým, kteří se mi snažili tvorbu práce co nejvíce ulehčit.

Abstrakt

V rámci bakalářské práce je provedena rešerše dosavadních znalostí o postkolizní magmatické aktivitě v oblasti Českého masivu, s důrazem na vznik a vývoj rozsáhlého intruzivního komplexu – moldanubického batolitu. V bakalářské práci jsou dále zohledněny možné geodynamické aspekty, petrogenetické a fyzikální procesy vzniku, vývoje a umístění granitových magmat. Vlastní výzkumná část práce spočívá v terénní dokumentaci a charakteristice staveb a struktur v granitoidech typu weinsberg na příkladu skalního defilé Sokolčí u Kaplice.

Abstract (english)

First part of this bachelor thesis contains a summary of existing knowledge of post-collisional magmatic activity in Bohemian massif with accent on genesis and construction of large intrusive complex – Moldanubian Batholit. Possible geodynamical aspects, petrogenetical and physical processes of genesis and emplacement of granitic magmas are further described. Practical part of this bachelor thesis is based on observation and documentation of fabrics and structures in Weinsberg granitoids at rock outpost situated in locality Sokolčí u Kaplice.

Obsah

1. Literární úvod.....	7
1.1 Úvod do mechanismů výstupu a umístění granitoidních magmat	7
1.2 Variský geodynamický vývoj a magmatická aktivita v Českém masivu	8
1.2.1 Skupina 1: Plutony I-typu spodně variského stáří (370-340 Ma)	11
1.2.2 Skupina 2: Syn-orogenní granity S-typu (kolem 340 Ma)	12
1.2.3 Skupina 3: S-typ a vysoce draselné I-typ granitoidy ze svrchního viseanu do spodního namurianu (kolem 340-310 Ma)	12
1.2.4 Skupina 4: Vápenato-alkalické plutony pozdně variského stáří (310-290 Ma)	13
1.2.5 Skupina 5: Pozdně post-orogenní leukogranity (kolem 300-250 Ma)	13
1.3 Postkolizní magmatismus a jeho možné aspekty	14
1.4 Vznik, složení a umístění moldanubického batolitu	16
1.5 Petrogeneze a variabilita granitoidů typu Weinsberg	20
2. Geologická charakteristika skalního defilé Sokolčí	23
2.1 Popis lokality	23
2.2 Strukturní charakteristika lokality	24
2.3 Petrografická a mikrostrukturní charakteristika hornin	30
2.3.1 Výrazně porfyrický biotitický granit (facie typu Weinsberg)	30
2.3.2 Slabě porfyrický biotitický granit (facie typu Weinsberg)	31
2.3.3 Drobně až středně zrnitý dvojslídny granit (typ Eisgarn)	31
2.3.4 Drobně zrnitý leukokratický granit a pegmatit	32
2.3.5 Migmatitizovaná sillimanit-biotitická pararula	32
2.4 Geochemická charakteristika hornin	33
3. Diskuse	35
4. Závěr	37
5. Literární zdroje	38
6. Přílohy	43

1. Literární úvod

1.1 Úvod do mechanismů výstupu a vmístění granitoidních magmat

Kontinentální granitový magmatismus zahrnuje čtyři fáze - vznik, segregaci, vzestup a vmístění magmatu. V přítomnosti fluid se začnou obvyklé protolity granitových hornin, jako jsou pelity, droby a křemičité horniny tavit při teplotách kolem 650 až 700 °C, horniny složené z mafických silikátů s nedostatkem vodou bohatých minerálů mají teploty tavení vyšší (Brown a Korhonen, 2009 Sawyer, 2010). Schopnost granitických tavenin oddělit se od restitické horniny záleží převážně na jejich fyzikálních vlastnostech, z kterých jsou nejdůležitější viskozita a hustota. Viskozita u silikátových tavenin je funkcí složení, teploty a obsahu vody v tavenině. Vyšší viskozity korových tavenin limitují kompakci na délky v měřítku srovnatelném s průměrnou velikostí zrn okolní matrix (Wickham, 1987; Petford, 1995). Fyzikální vlastnosti magmatu pak zásadním způsobem ovlivňují mechanismy výstupu a vmístění magmat. Za dominantní mechanismus, který umožňuje segregaci taveniny ve spodní kůře lze považovat deformaci (Vigneresse et al., 1996). Existují dva hlavní modely pro výstup magmatu do mělkých partií kůry. Jedná se o proces diapirismu (Petford et al., 1993), který zahrnuje pomalý výstup větší porce magmatu ve tvaru obrácené kapky. Tento proces je vázán zejména na prostředí spodní a střední kůry (Weinberg, 1994). Druhý model zahrnuje vzestupy magmatu skrz úzké přívodní kanály, označované také jako žíly (Clemens, 1992; Collins, 1996). Model výstupu magmat žilnými kanály je aplikován zejména na svrchní části zemské kůry. Granitické magma vystupující pomocí žil vystupuje rychlostí v řádech 10^{-2} m/s (Petford et al., 1993), zatímco i ty nejrychlejší diapiry mají předpokládanou rychlost výstupu kolem 10^{-10} a 10^{-7} , s ohledem na jejich velikost. Vmístění magmat lze definovat jako přechod magmatu z vertikálního do horizontálního toku v kontinentální kůře. Je závislé na rozdílu hustot mezi vnikající taveninou a okolními horninami (Hogan, 1995). Prostor pro magma během vmístění (označováno jako "Space problem"; Pitcher, 1997) může být vytvořen synchronní zlomovou aktivitou, vyklenutím nadloží intruze, snižováním dna plutonu, pohřbením podložních hornin, zmenšením objemu magmatu způsobeného extrakcí taveniny, asimilací nebo duktilní deformací okolních hornin (Cruden, 1998). Mezi nejvýznamnější procesy vmístění granitického magmatu patří mechanismus magmatického stopingu. Tento proces se vyskytuje ve svrchních částech (stropu) intruze, kdy dochází

k termálně a mechanicky řízené frakturaci nadložních hornin, následnému odlomení a pohlcení bloků vystupujícím magmatem. Pohlcené bloky jsou dále vlivem teplotního kontrastu frakturovány a dochází k jejich částečné či úplné asimilaci (Yoshinobu, 2008; Glazner a Bartley, 2006). Mezi základní doklady aktivity mechanismu stopingu patří přítomnost diskordantních bloků okolních hornin (tzv. xenolitů). Mezi další mechanismy vmístění magmat patří tzv. ballooning, při kterém dochází k expanzi (růstu) magmatického tělesa in situ (Vernon a Paterson, 1995) nebo polyfázové intruze ve formě jednotlivých magmatických pulzů (označované jako „sheeting“), které vytváří desková nebo listová tělesa (Miller a Paterson, 2001).

1.2 Variský geodynamický vývoj a magmatická aktivita v Českém masivu

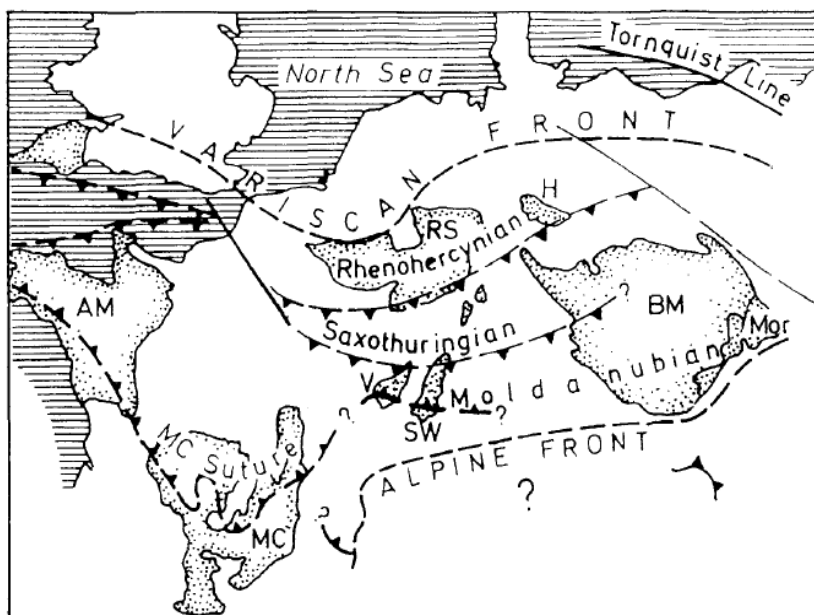
Variské orogenní procesy, které probíhaly v období od středního devonu do spodního permu, byly klíčové pro genezi hornin a tvorbu geologické stavby českého masivu. Příčinou variské orogeneze byla kolize kontinentů Gondwany a Laurussie včetně dílčích mikrokontinentů v jejich předpolí. Důsledkem těchto procesů byl vznik rozsáhlého pásemného horstva, které označujeme jako variscidy. Relikty tohoto horstva lze pozorovat od severní Afriky, přes Pyrenejský poloostrov a západní Evropu až po jižní Anglii. Pre-kolizní stádium vývoje variscid si můžeme představit jako „ridge-trough“ systém subdukčních zón a kontinentálních mikrodesek, který se vyvinul ve spodním Paleozoiku podél okraje severní Gondwany (Matte, 1986; Pin, 1990; Finger and Steyrer, 1995). Kolizní stádium variských orogenních procesů probíhalo ve svrchním devonu a spodním karbonu, což vedlo v hlubších částech kůry k regionální metamorfóze převážně v hlubších částech orogenu.

Variské orogenní pásmo v oblasti Evropy lze rozdělit do několika dílčích jednotek, které se liší litologickou stavbou, stupněm metamorfni přeměny, deformačním vývojem a stářím (např. Franke, 2000). Základní přehled jednotek evropských variscid uvádí Obr. 1. Jedná se o: (a) Rhenohercynikum obsahující slabě metamorfované klastické sedimenty, (b) severní fylitovou zónu, jako úzký pás hornin Rheické sutury, (c) středoněmecký práh, (d) saxothuringickou zónu, jako metamorfované horniny spodního paleozoika s vysokotlakými horninami v příkrovové pozici, (e) moldanubickou zónu, jako vysoce metamorfované horniny spodní a střední kůry variského orogenu s výskytem širokého spektra magmatických hornin a (f) jednotku moravosilezika, jako slabě přepracovaný kadomský basement s varisky výše metamorfovanými horninami v příkrovové pozici. Jednotka

moldanubika zahrnuje nejvýše metamorfované horniny spodní a střední kontinentální kůry s protolity vulkanosedimentárních a původních magmatických hornin neoproterozického a spodno-paleozoického stáří a četná tělesa magmatických hornin. Jedná se o tzv. kořenovou zónu variského orogenu (Vrána et al., 1995; Schulmann et al., 2008).

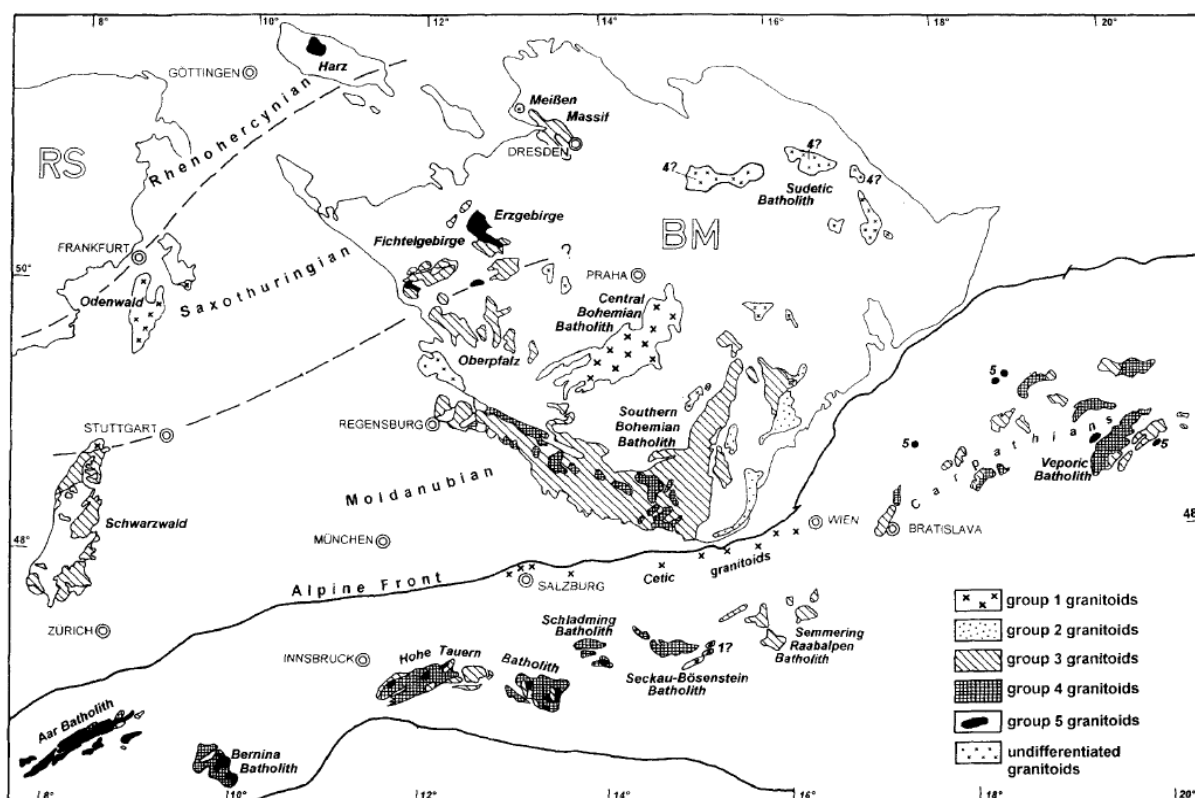
Moldanubikum je konvenčně členěno na dvě hlavní litotektonické podjednotky - gföhlskou a drosendorfskou (Franke, 2000). Gföhlská jednotka je tvořena granulity, ortorulami a migmatity, které prodělaly HP-HT metamorfózu a následný výzdvih do středních úrovní kontinentální kůry. Drosendorfská jednotka zahrnuje pararuly, migmatitizované pararuly, migmatity s vložkami kvarcitů, mramorů, amfibolitů. Dle obsahu pestrých horninových vložek je drosendorfská jednotka členěna na skupinu pestrou a monotónní.

Metamorfnní podmínky monotónní jednotky moldanubika odpovídají tlakům cca 4-10 kbar a teplotám v rozmezí 650-750 °C (Racek et al., 2006). Metamorfóza gföhlské jednotky probíhala v podmínkách vysokých teplot a tlaků (900-1050°C a 16-18 kbar; ~20 kbar, 650 °C) s doklady poklesu tlaku v podmínkách amfibolitové facie (Schulmann et al., 2008). Variský vývoj moldanubické oblasti v Českém masivu se skládá z dvou odlišných tektonometamorfnních fází (Finger et al., 2007), a to moravo-moldanubické fáze (345-335 Ma) a bavorské fáze (330-315 Ma). Během moravo-moldanubické fáze dochází v časovém rozmezí 370 až 345 Ma ke tluštění kůry a vysokotlaké metamorfóze, dále okolo 340 Ma k velmi rychlému výzdvihu do podmínek střední kůry a rozsáhlé magmatické aktivitě (Finger et al., 2007). Bavorská fáze odráží zvýšený termální efekt (LP-HT metamorfóza a výstup granitoidních hornin).



Obr. 1: Zjednodušená mapa ukazující geologické a tektonické jednotky variscid v Evropě (upraveno podle Matte, 1986; Franke 1989). AM - Armorický masiv; BM - Český masiv; H - Harz; MC - Centrální masiv; MOR - Moravo-silezikum; SW - Schwarzwald; V - Vogézy

Prostorové rozmístění variských granitoidů v centrální Evropě je dobře vidět na přiložené mapě (Obr. 2). Tato mapa ukazuje, že intruze byly koncentrovány podél centrální osy horského pásma moldanubické jednotky, kde granitoidy tvoří významné části horninového podloží. Nejrozsáhlejší magmatické komplexy na území moldanubika jsou moldanubický batolit a středočeský plutonický komplex. Variský plutonismus se vyskytuje také v externích zónách orogenu, například na území sasko-durynské jednotky (např. lužický batolit). Variské granitoidy centrální Evropy lze orientačně rozdělit do pěti hlavních skupin (Finger et al., 1997). Rozdělení je založeno na stáří hornin, mineralogii, chemickém složení a strukturní pozici. Geografické rozmístění těchto plutonických komplexů lze vidět na Obr. 2.



Obr. 2: Geologická mapa znázorňující rozmístění variských granitoidních plutonů v centrální Evropě. BM - Český masiv. Převzato od (Finger et al., 1997).

1.2.1 Skupina 1: Plutony I-typu spodně variského stáří (370-340 Ma)

Jedná se převážně o diority, tonality a granodiority s relativně nízkými poměry K₂O a poměrem Rb/K₂O. Tyto granodiority mají poměrně primitivní isotopické složení (Tab. 1), avšak jsou přítomny i vysoce draselné I-typ granodiority. Granitoidy této skupiny tvoří tzv. "severní variský pás", který se vyskytuje v oblasti Schwarzwald, Vogéz a Odenwaldu a pokračuje východním směrem do oblasti Českého masivu (Langer et al., 1995). Ve středočeském plutonickém komplexu byly identifikovány deformované granitoidy podobného stáří a složení jako v oblasti severního variského pásu (starosedelská a mirotická ortorula), které byly datovány na 370 Ma (Kosler et al., 1993; Kosler a McFarrow, 1994) nebo tonality až granodiority sázavské suity datované na 355 Ma (Holub et al., 1997).

1.2.2 Skupina 2: Syn-orogenní granity S-typu (kolem 340 Ma)

Granitoidy druhé skupiny jsou převážně deformované granity S-typu s poměrem A/CNK mezi 1,1 a 1,3. Geochemická data ukazují, že horniny druhé skupiny jsou pouze korového původu. Tyto granitoidy jsou často deformované za vysokých teplot a tvoří výrazně protažená tělesa souhlasně s orientací regionálních metamorfních staveb - vykazují přechody do syn-deformačních migmatitů (Finger et al., 1997).

1.2.3 Skupina 3: S-typ a vysoce draselné I-typ granitoidy ze svrchního viseanu do spodního namurianu (kolem 340-310 Ma)

Jedná se o S-typ granitů s muskovitem a biotitem. Tato skupina zahrnuje granity typu Eisgarn v moldanubickém plutonu, Falkenberg a Flossenburg granity severovýchodního Bavorska, Barhalde-Schluchsee granity Schwarzwaldu a Granatspitz granit ve Vysokých Taurech (Finger et al., 1993). Vznik těchto peraluminických granitů je převážně parciálním tavením pararul ve spodní a střední kůře. Dalším typem jsou biotitické granity s vyrostlicemi draselného živce. Nejvýznamnější je Weinsberg granit v moldanubickém plutonu (Finger a Clemens, 1995), kterému se tato práce v dalších kapitolách věnuje podrobněji, Oberkirsch granit ve Schwarzwaldu a Knorrkogel granit ve Vysokých Taurech (Finger et al., 1997). Množství SiO₂ v granitoidech je různé. Nejvíce felsické granitoidy mají kolem 70 wt% SiO₂, ale vyskytují se i více mafické křemen-monzonitové koncové členy s SiO₂ kolem 60 wt%. Převážná většina granitoidů jsou podle nízkých A/CNK poměrů (mezi 0,95 a 1,10) a průměrných hodnot Sr isotopů (0,706 až 0,710) I-typy, avšak některé varianty s vyšším obsahem SiO₂ se dostávají až za hranici S-typů. Přítomnost velkého množství magmatického zirkonu v biotitických granitech (např. typ Weinsberg) naznačuje, že teplota magmatu byla v rozmezí od 800 do 900 °C (Broska et al., 1995). Do této skupiny dále patří peraluminické granity s primárním muskovitem. Jsou mladší než ostatní granitoidy třetí skupiny a často skrz jejich vrstvy intrudují. Příkladem hornin této poskupiny je Altenbergský granit v moldanubickém plutonu (kolem 320-310 Ma; Finger et al., 1997).

1.2.4 Skupina 4: Vápenato-alkalické plutony pozdně variského stáří (310-290 Ma)

Horniny čtvrté skupiny tvoří metaluminické až slabě peraluminické tonality, granodiority a granity, které lze zařadit do granitoidů I-typu podle vysokých obsahů sodíku a nízkým až středním poměrům A/CNK (Chapell a White, 1974). Většina granitoidů, které řadíme do této skupiny, jsou vysoce draselné biotitické granodiority s převážně jemně až středně-zrnitou texturou. Tyto horniny jsou velmi rozšířené na území Alp a Karpat (Finger et al., 1993; Petrik et al., 1994), ale najdeme je také v moldanubickém plutonu (granitoidy typu Mauthausen) (Finger et al., 1997). Zde tyto horniny intrudují skrz starší granitoidy (3. skupina) a vytvářejí malé plutony a žíly. Kontakty těchto intruzí jsou ostré a diskordantní, což znamená, že granitoidy třetí skupiny musely být již v této době vychladlé. V severní části variského horského pásma jsou mapovány značné intruze granitoidů I-typu. V západní části lužického batolitu byly datovány granity I-typu s ložisky hornblendu se stářím kolem 300 Ma (Kröner et al., 1994).

1.2.5 Skupina 5: Pozdně post-orogenní leukogranity (kolem 300-250 Ma)

Několik menších leukokrátních plutonů A-typ granitů bylo zaznamenáno v Alpách a Karpatech (Finger et al., 1993; Petrik et al., 1994). Horniny jsou metaluminické, nebo slabě peraluminické s dobou intruzí mezi 300 a 250 Ma. Obsahují velké množství K, Rb a Th, vysoký poměr FeO/MgO a vysoké HREE a Y. Leukokrátní A-typ granitoidy vytvářejí nejmladší intruze a často intrudují do těles granitoidů čtvrté skupiny. K těmto intruzím docházelo během svrchního Karbonu, nebo Permu (Finger et al., 1997).

V jednotce moldanubika jsou podobné A-typ leukogranity poměrně vzácné. Malá tělesa A-typ leukokrátních granitů s vysokým obsahem Nb-Ta, byly objeveny nedaleko Rakousko-Českých hranic (Matejka a Klecka, 1992). Jejich stáří a složení je ale lehce odlišné (kolem 310 Ma; nízké Y a HREE) od vysoce Y A-typ leukogranitů vyskytujících se na území Alp. V batolitu ve Vysokých Taurech bylo nalezeno rovněž malé těleso granitů podobného složení umístěné vedle rozsáhlého uskupení granitoidů třetí skupiny. Oba granity mají stejné časy rozpadů zirkonu kolem 330 Ma (Finger et al., 1997), což svědčí o jejich společném vzniku. Vysoce mineralizované "mladší leukogranity" sasko-durynské jednotky také mohou mít původ ve frakční krystalizaci z granitů S-typu (Siebel, 1995), avšak jejich stáří je

datováno kolem 290 až 305 Ma a tedy není pravděpodobné, že by jejich vznik měl souvislost s granitoidy třetí skupiny. Je možné, že tyto horniny reprezentují nezávislou skupinu pozdě variských leukogranitů.

Tab. 1: Popis jednotlivých granitoidních skupin, jejich stáří, isotopický podpis a tektonické prostředí, ve kterém vznikly. Převzato od (Finger et al., 1997).

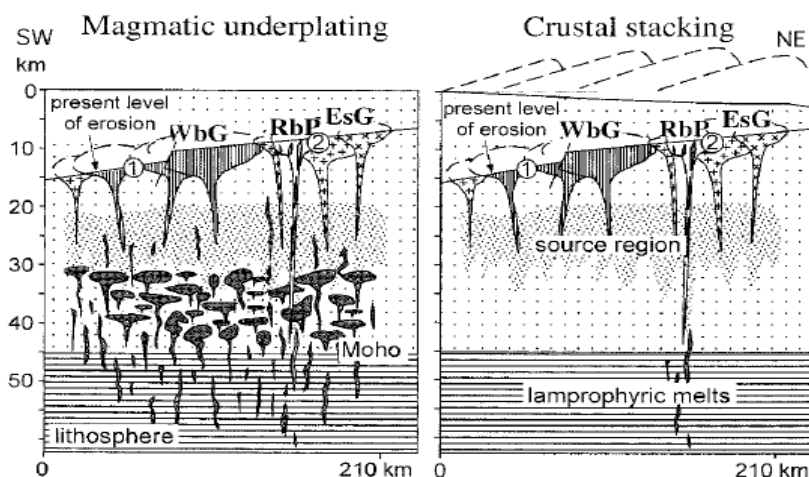
Group	Definition	Dominant granitoid	Isotope characteristics	Tectonic environment
1	<i>pre- to early-collisional</i> "Cordilleran" I-type plutons; ca. 370–340 Ma	Hbl-tonalite to granodiorite	$\varepsilon\text{Nd}_i = +4$ to -9 initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703$ to 0.713	subduction of oceanic lithosphere
2	<i>syn-collisional</i> deformed S-type granites; ca. 340 Ma	peraluminous granite	$\varepsilon\text{Nd}_i = -5$ to -7 initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.713$ to 0.737	crustal stacking
3	<i>late- to post-orogenic</i> S-type and high-K I-type granitoids; ca. 340–310 Ma	Bt-granite two-mica granite	$\varepsilon\text{Nd}_i = -2$ to -8 initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ to 0.720	wrenching, crustal extension, high heat flow through magmatic underplating
4	<i>post-orogenic</i> high-level I-type plutons; ca. 310–290 Ma	Hbl-granodiorite Bt-granodiorite	$\varepsilon\text{Nd}_i = +2$ to -8 initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ to 0.713	wrenching and orogenic uplift; renewed subduction?
5	<i>post- to anorogenic</i> leucocratic, mostly A-type plutons; 300–250 Ma	granite	$\varepsilon\text{Nd}_i = -2$ to -6 initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704$ to 0.714	wrenching

1.3 Postkolizní magmatismus a jeho možné aspekty

Pro genezi magmatu pro kolizní a post-kolizní magmatismus existují dvě teorie. Advektivní transport tepla ze zemského pláště a intruze plášťových mafických magmat je jeden z možných způsobů zahřívání a intenzivní anatexe zemské kůry (Obr. 3) (Fountain et al., 1989). Pro tento způsob geneze magmatu byl vytvořen matematický model (Henk, 1997), jehož výsledky ukázaly, že masivní vzestup plášťových tavenin může vést k nárůstu teploty o 200–300 °C ve vzdálenosti do 10 km od intruze. Avšak ve vzdálenosti přesahující 15 km je teplotní nárůst méně než 150° C. Z tohoto vyplývá, že území, ve kterém teplota překročí 850 °C (teplota nutná pro iniciaci dehydratačního tavení) bude mít přibližně stejnou rozlohu jako mocnost intruze samotné. Za předpokladu korového tavení v hodnotě 30 – 50 % je množství vystupujícího bazaltu nutné pro vznik jedné jednotky granitu 2–3 krát větší (Huppert a Sparks, 1988; Fountain et al., 1989). Pokud použijeme odhadnutý objem moldanubického batolitu 80 000 km³, který je odvozen z jeho průměrné mocnosti 8 km a plochy 10 000 km² (Büttner a Kruhl, 1997), bylo by pro jeho vznik zapotřebí více než 100

000 km³ mafických magmat. Geofyzikální data a výsledky studií xenolitů ve spodní kůře však na vysoké množství mafických hornin ve spodní kůře moldanubika nepoukazují (Mengel et al., 1991; Blundell et al., 1992; Giese, 1995).

Alternativní zdroj tepla pro rozsáhlou anatexi v zemské kůře je zvýšené množství radiogenních prvků v oblastech s mocnou kontinentální kůrou (Obr. 3). Tyto prvky vytvářející teplo (U, Th a K) jsou převážně koncentrovány ve svrchní kůře a nezralých sedimentech. A proto během kontinentálních kolizí, kdy dochází k mohutnému zesílení svrchní kůry, dochází také k nárůstu radiogenního tepla a povrchového tepelného toku. Otázkou však zůstává, zda-li je tento nárůst tepla dostačující pro vznik rozsáhlého dehydratačního tavení, které je nutné pro vznik granitů, respektive překročí-li teplota 850 °C v hloubce do 40 km. V tomto bodě se názory jednotlivých autorů značně rozcházejí. Někteří prosazují myšlenku, že zde musel hrát roli zvýšený tepelný tok ze svrchního pláště (De Yoreo et al., 1991; Thompson a Connolly, 1995), jiní zdůrazňují důležitost původních litologií, umístění protolitů bohatých na radiogenní prvky v profilu zemské kůry a to, že korové tavení může nastat během termální relaxace zesílené kůry bez dodatečných vlivů magmat a tepla ze svrchního pláště (Patiño Douce et al., 1991). Radiogenní teplo jako primární zdroj pro korové tavení vnímají také (Gerdes et al., 2000), kteří ve své studii popisují vytvořený termálně-kinematický model zesílení a následné exhumace v jižní moldanubické zóně a používají ho pro vysvětlení HT metamorfózy a granitového magmatismu způsobeného zesílením svrchní kůry v důsledku variské orogeneze.



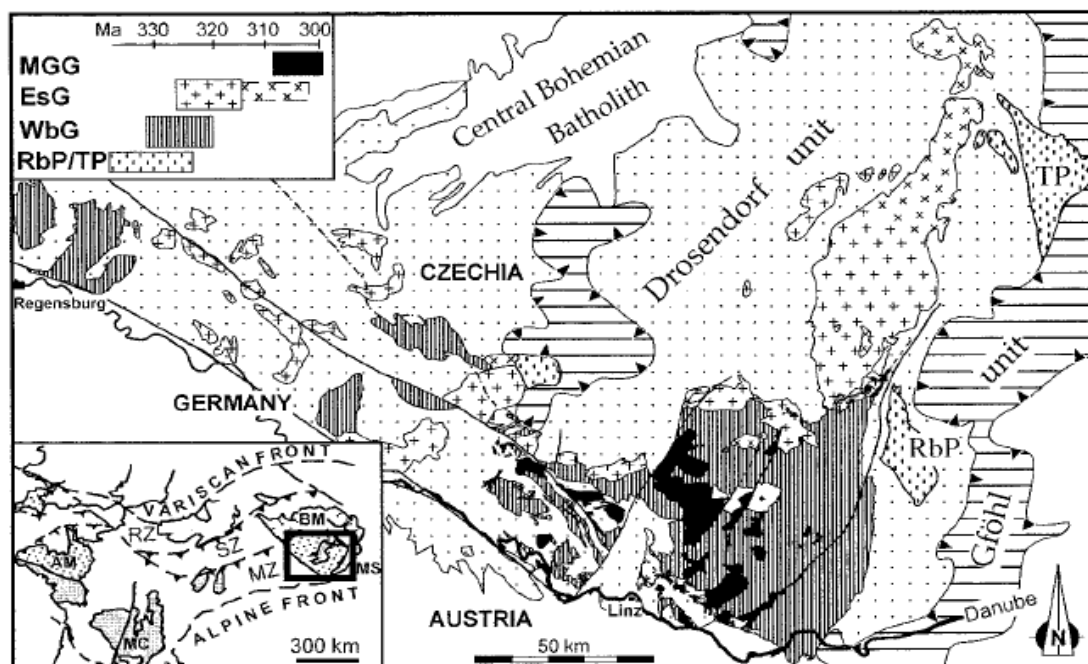
Obr. 3: Dva schematické náčrtky pro vysokoteplotní - nízkotlakou metamorfózu a genezi granitů během karbonu v jižních Čechách. V prvním případě se jedná o vznik granitů způsobený advektivním zahříváním v důsledku výstupu magmat z pláště. V druhém případě dochází v zesílené kůře ke zvýšené produkci radiogenního tepla, což má za následek rozsáhlou anatexi. WbG - Weinsberg granit, EsG - Eisgarn granit, RbP - "Durbachitové plutony". Čísla 1 a 2 indikují P-T data okolních hornin v době vmístění granitů. 1. (0.36-0.5 GPa, 600 °C), 2. (0.23-0.35 GPa, < 510 °C) (Büttner a Kruhl, 1997). Převzato od (Gerdes et al., 2000).

1.4 Vznik, složení a vmístění moldanubického batolitu

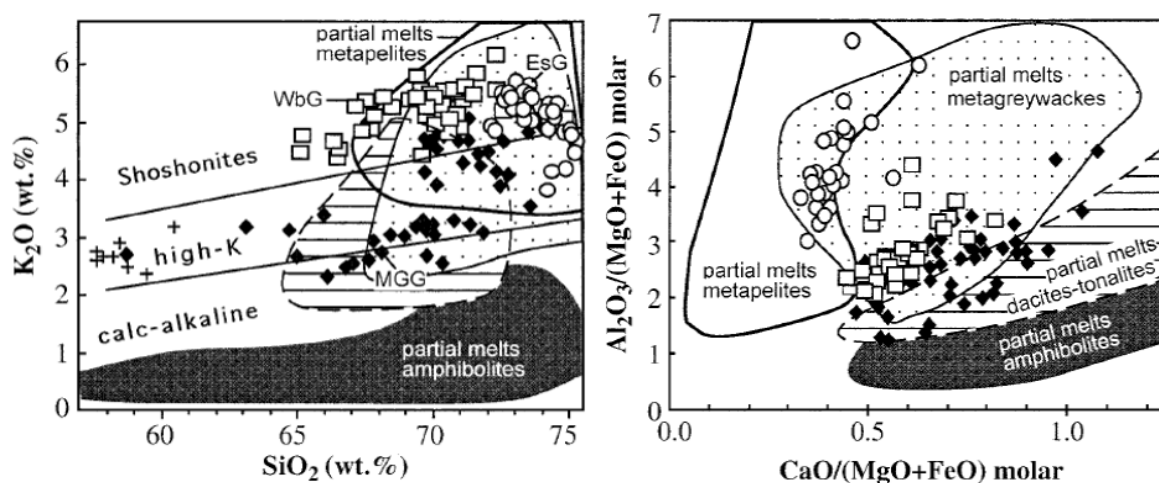
Moldanubický batolit je jeden z největších intruzivních komplexů variského orogénu. Zaujímá rozlohu více než 10 000 km² v jižní části Českého masivu. Komplex se skládá ze dvou částí (západní a východní), které tvoří velké množství dílčích intruzí s různými petrologickými, texturními a geochemickými charakteristikami (Verner et al., 2009; Klomínský et al., 2010). Zjednodušeně lze granitoidy moldanubického batolitu rozdělit na (a) porfyrické granitoidy I typu a smíšeného I/S typu (typ Weinsberg), (b) dvojslídne peraluminické granitoidy S typu (typ Eisgarn) a (c) vápenato-alkalické granitoidy I typu (typ Mauthausen) (Obr. 4). Doprovodné žilné roje zahrnují převážně granitové porfyry a leukokráttní mikrogranity. Vznik většiny granitoidních hornin moldanubického batolitu lze interpretovat jako produkt tavení kontinentální kůry s omezeným příspěvkem plášťových

magmat v postkolizní etapě variských orogenních procesů (Gerdes et al., 2000; Verner et al., 2014). Radiometrická měření hornin z moldanubického batolitu ukazují, že hlavní část tohoto komplexu byla vmístěna do již exhumované kontinentální kůry v časovém rozmezí od 329 do 323 Ma (Finger et al., 2009; Verner et al., 2014). Více než 80 % hornin, které ho tvoří, jsou draslíkem bohaté peraluminické biotitické a dvojslídne granity (typy Weinsberg a Eisgarn; obr. 4). Granity vznikaly biotitickým dehydratačním tavením psamitických až pelitických metasedimentů (převážně metadrob), které jsou v oblasti variského pásma poměrně obvyklé (Finger a Clemens, 1995; Gerdes et al., 1998) (Obr. 5).

Podmínky vrcholné metamorfózy pro horniny moldanubického batolitu jsou v rozmezí 0.4 – 0.9 GPa a 650 až 800 °C (Büttner a Kruhl, 1997). Petrologická data ukazují na exhumaci metamorfovaných hornin o 16-18 km před tím, než granity intrudovaly do hloubek kolem 9-18 km. Geochronologická data předpokládají vmístění velkého množství rozměrných várek magmatu v rozmezí 330 až 320 Ma (Friedl et al., 1993). K výrazně mladší a méně rozsáhlé magmatické aktivitě došlo kolem 305 Ma (Friedl et al., 1993). Tato událost je charakterizovaná vysoce draselnými, vápenato-alkalickými granitoidy (typ Mauthausen; Obr. 4, 5) s enklávami tonalitu a přidruženými křemennými diority (Gerdes et al., 1998).



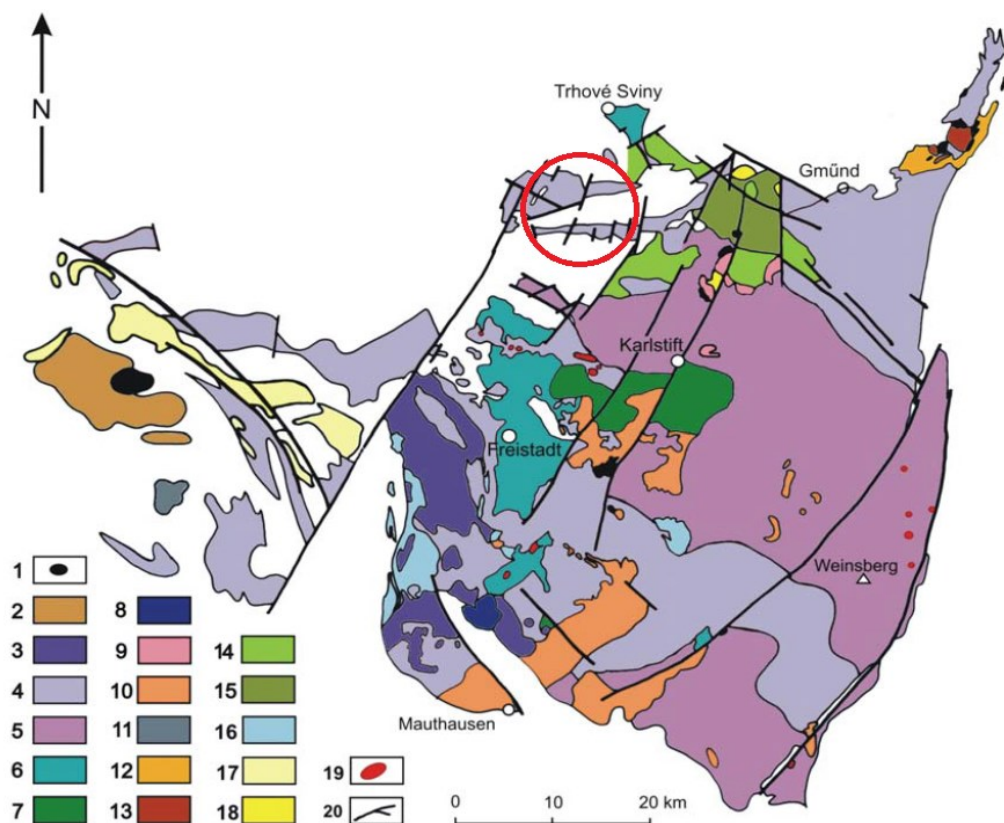
Obr. 4: Geologický přehled jižní části Českého masivu s lokalitami důležitých moldanubických skupin a časovou škálou umístění granitů. WbG - Weinsberg granit, EsG - granity typu Eisgarn, MGG - skupina granitů Mauthausen, TP - Třebíčský pluton (Durbachity), BM - Český masiv, AM - Armorický masiv, MC - Masiv Central. Převzato od (Gerdes et al., 2000).



Obr. 5: Diagramy chemických analýz pro hlavní typy magmat v moldanubickém batolitu (WbG - čtverce; EsG - kruhy; MGG - kosočtverce a přidružené křemenné diority - křížky). Pole znázorňují parciální taveniny různých zdrojových hornin z odlišných protolitů v korových P-T podmínkách (0.5-1.5 GPa, 800-1000 °C). Převzato od (Gerdes et al., 2000).

Moldanubický batolit lze hierarchicky rozdělit na allochtoní plutony, autochtoní plutony a žilné roje. Pro tuto bakalářskou práci je významná pouze skupina plutonů allochtoních, proto se jí jako jediné budu dále věnovat. Allochtoní skupinu lze podrozdělit

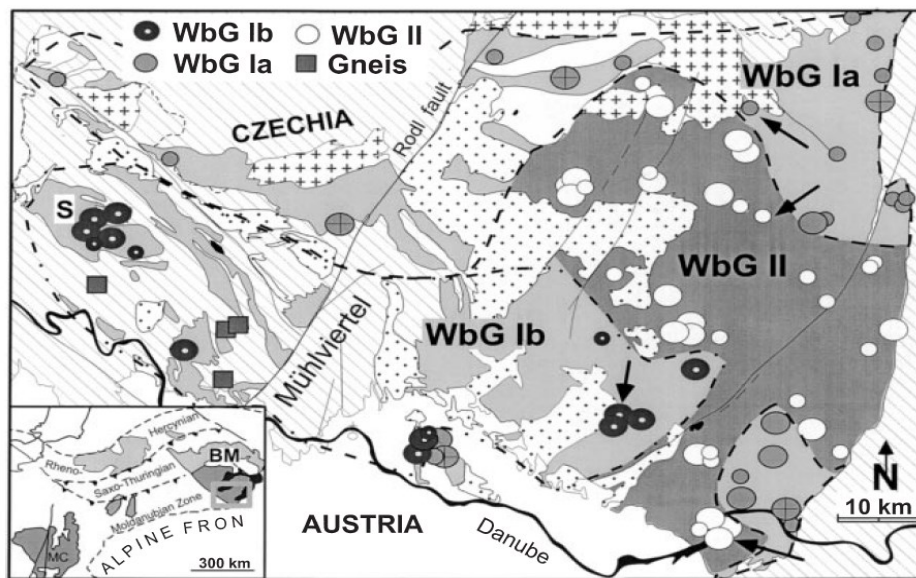
na plutony východní a západní. Západní plutony tvoří roztroušené masivy na západě a jihozápadě od jednotky Bohemika. Východní plutony tvoří kompozitní pluton Eisgarnu a pro tuto práci nejvýznamnější kompozitní pluton Weinsbergu (Obr. 6). Pluton Weinsbergu zabírá plochu o rozloze 3200 km² v jižní části moldanubického batolitu, převládající horninou je granit typu Weinsberg, ale vyskytuje se zde velké množství dalších magmatických hornin (Obr. 6) (Klomínský et al., 2010).



Obr. 6: Geologická mapka kompozitního plutonu Weinsberg. 1 - základní intruze (křemenné diority až diority), 2 - křemenný monzonit Sarleinsbach (porfyrický biotitický křemenný monzonit), 3 - Schlieren granit (biotitický granit až granodiorit), 4 - Weinsberg granodiorit, 5 - Weinsberg granit, 6 - Freistadt granodiorit (biotitický granodiorit a křemenný diorit), 7 - Karlstift granit (jemně až středně zrnitý biotitický granit), 8 - Engerwitzdorf granit (porfyrický biotitický granit), 9 - Weitra granit (biotitický granit), 10 - Mauthausen granit, 11 - Plöcking granit, 12 - Schrems granit, 13 - Wolfsegg granit, 14 - Žofínský granit (porfyrický muskovit-biotitický granit), 15 - Mandelstein granit (hrubozrný dvojslídny granit), 16 - Altenberg granit (jemnozrný dvojslídny granit), 17 - Migma granit, 18 - granity Nakolice a Nebelstein, 19 - mladé granity a aplity, 20 – zlomy. Červený kruh značí oblast lokality Sokolčí. Upraveno podle (Klomínský et al., 2010).

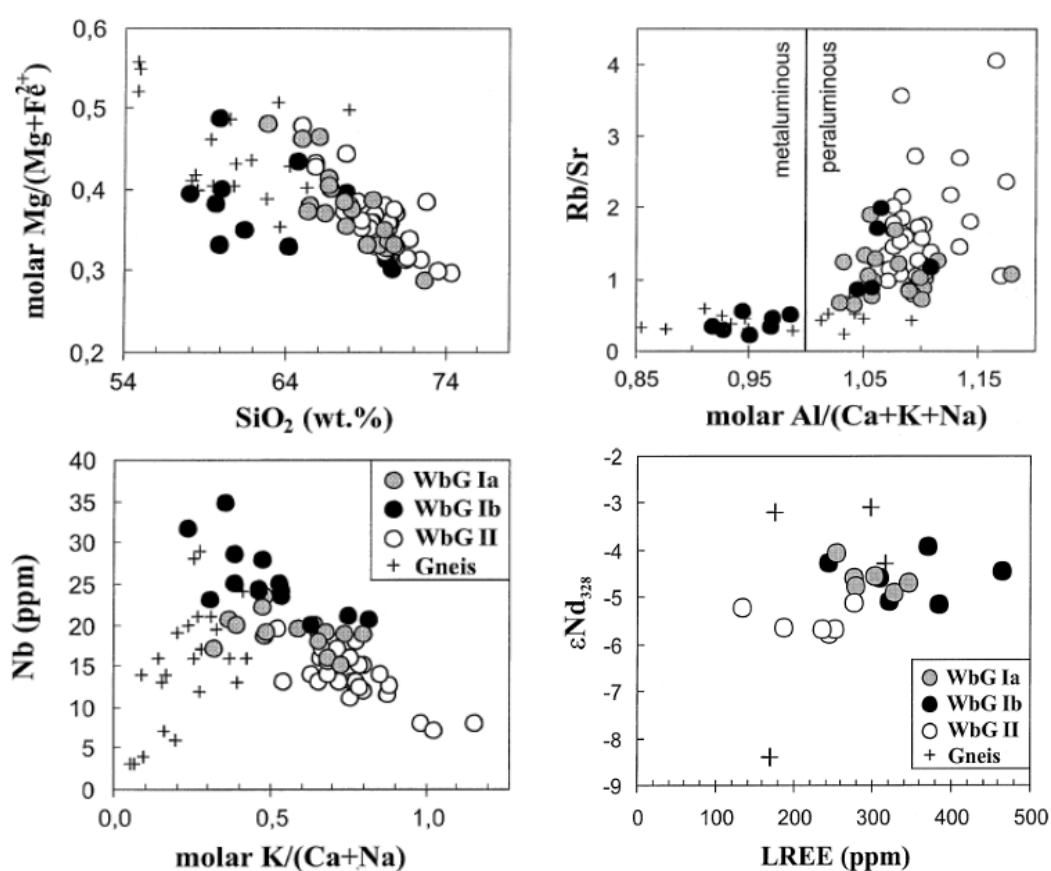
1.5 Petrogeneze a variabilita granitoidů typu Weinsberg

Hrubozrnné porfyrické biotitické granity typu Weinsberg (WbG) intrudovaly do úrovně střední až svrchní kůry jižní části Českého masivu. Stáří této intruze se různí s variabilitou granitů, ale interval je 320-330 Ma (Gerdes, 2001). Na základě studií morfologií zirkonu lze identifikovat dva hlavní typy granitů typu Weinsberg s odlišnými populacemi zirkonů (WbG I a WbG II) (Gerdes, 2001). WbG I lze dále podrozdělit na WbG Ia a WbG Ib (Obr. 7). Granity každé z těchto skupin mají lehce odlišné isotopické poměry $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}}$ (Tab. 2). Avšak dle U-Pb stáří monazitu ze čtyř odlišných lokalit v rámci moldanubického batolitu lze usoudit, že všechny typy WbG vznikaly současně (Gerdes, 2001). V publikované literatuře existuje několik lehce odlišných názorů na genezi granitoidů typu Weinsberg: (a). Parciální tavení plagioklas-biotitových rul za teplot nad 850 °C a tlaku < 0,10 GPa (Büttner a Kruhl, 1997; Gerdes et al., 2000). (b) parciální tavení vulkanosedimentárních hornin, amfibolitů a rul a mixing mafických a kyselých magmat (Gerdes, 2001). (c) Procesy kontaminace staršími xenolity korového původu (Klötzli et al., 2001). Povrchové výchozy granitu a minimální předpokládaná mocnost 6-8 km (Gerdes et al., 2000) ukazuje na celkový objem WbG přesahující 30 000 km³.



Obr. 7: Geologická mapka variských granitů typu Weinsberg (WbG) v moldanubickém batolitu a jeho okolí. V mapě jsou vyznačeny místa odebraných vzorků (odlišné kruhy). Šipky označují čtyři lokality, kde byly odebrány vzorky pro určení stáří monazitu (327 ~ 5, 328 ~ 5, 327 ~ 5 a 323 ~ 4; Friedl et al., 1996). BM - Český masiv. Převzato od (Gerdes, 2001).

WbG jsou středně peraluminické s hodnotami SiO_2 mezi 64 a 74 hmot. %, Na_2O 2,6 až 3,5 hmot. %, $\text{K}/(\text{Na} + \text{Ca})$ 0,3-1,2 a $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 0,3-0,5. Obsahují vysoké množství K_2O , Rb, Li, U, Th a LREE (Gerdes, 2001). WbG II je odlišitelný od prvního typu vyššími hodnotami Rb/Sr, Zr/Y, $\text{K}/(\text{Ca} + \text{Na})$ a naopak nižšími hodnotami koncentrací Zn, Nb, Zr a LREE. Zatímco WbG Ia a WbG Ib mají srovnatelné hodnoty radiogenního Nd_{init} (-4 až -5), WbG II lze charakterizovat hodnotami nižšími (-5,1 až -5,8) (Obr. 8). WbG Ia často vykazuje přechodné složení mezi WbG Ib a WbG II. Vznik křemenného monzodioritu (na SiO_2 chudá variace WbG Ib) byl způsoben pravděpodobně pouze hlubším stupněm eroze (Gerdes, 2001).



Obr. 8: Diagramy chemických analýz pro všechny skupiny granitů typu Weinsberg (WbG Ia, WbG Ib, WbG II) a xenolity rul. Vzorky byly odebrány z území o rozloze 80 x 120 km^2 (Obr. 5). Převzato od (Gerdes, 2001).

Nasbíraná data a prostorové rozmístění vzorků (Gerdes, 2001) nepodporuje teorii, že by WbG Ia a WbG Ib představovaly jedinou intruzi s heterogenními $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}}$, nebo že by isotopicky přechodné WbG Ia mohly vzniknout kombinací WbG Ib a WbG II. Naopak předpokládají vznik tří nezávislých objemných magmatických skupin, které intrudovaly do svrchní kůry a krystalizovaly postupně v rozmezí přibližně 5 Myr. Sled těchto intruzí je dle datování U-Pb následující: WbG Ia 330,7 Ma; WbG II 326,0 Ma; WbG Ib 322,6 Ma) (Gerdes et al., 2003). Důležitou informací však je, že k ekvilibrizaci magmatu došlo pravděpodobně krátce po jeho vzniku, převážně během oddělování taveniny a akumulaci magmatu ve spodní kůře. Do svrchní kůry tedy intrudovalo a krystalizovalo zde již homogenizované magma. Tuto teorii potvrzuje pět odebraných WbG Ia vzorků, které jsou oddělené ve vzdálenosti 50-70 km kolem území WbG II (Obr. 7, šedé kruhy s křížky) a mají téměř identické poměry Rb/Sr a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}}$ (Gerdes, 2001).

Tab. 2: Sr a Nd isotopická data pro granity typu Weinsberg (WbG Ia, Ib, II) a xenolity rul. Převzato od (Gerdes, 2001).

Sample		Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma_m$	ϵNd_i
*17/90	Ia	245	123	5.793	0.736410 ± 22	0.70922	56.2	12.0	0.1288	0.512257 ± 5	-4.6
50/94	Ia	238	194	3.556	0.725949 ± 17	0.70932	57.5	12.3	0.1295	0.512241 ± 4	-4.9
†2858	Ia	212	220	2.796	0.722440 ± 13	0.70936	99.0	15.7	0.0961	0.512187 ± 6	-4.6
31/94	Ia	193	237	2.364	0.720428 ± 19	0.70937	56.7	9.90	0.1056	0.512197 ± 5	-4.8
32/86	Ia	161	219	2.128	0.719172 ± 15	0.70921	54.9	10.1	0.1110	0.512246 ± 5	-4.1
68/94	Ia	182	227	2.312	0.720275 ± 15	0.70946	67.1	12.0	0.1086	0.512208 ± 6	-4.7
*18/86	Ib	222	262	2.455	0.719334 ± 15	0.70782	75.9	12.0	0.0956	0.512192 ± 6	-4.5
*20/86	Ib	167	359	1.346	0.714289 ± 15	0.70798	73.4	13.0	0.1066	0.512209 ± 5	-4.6
†2857	Ib	200	978	0.591	0.710820 ± 15	0.70805	63.8	12.0	0.1133	0.512194 ± 4	-5.2
11/94	Ib	175	317	1.592	0.715292 ± 15	0.70782	56.9	11.6	0.1231	0.512260 ± 7	-4.3
28/54	II	316	74.8	12.30	0.767845 ± 16	0.71044	28.1	5.55	0.1193	0.512204 ± 5	-5.2
37/94	II	235	139	4.902	0.733578 ± 19	0.71064	38.9	8.10	0.1259	0.512196 ± 5	-5.7
26/54	II	238	154	4.495	0.731363 ± 15	0.71033	80.0	13.6	0.1030	0.512143 ± 5	-5.7
53/94	II	198	168	3.427	0.726639 ± 14	0.71061	53.8	10.5	0.1185	0.512175 ± 7	-5.8
45/94	II	163	173	2.730	0.723118 ± 19	0.71041	56.4	10.6	0.1134	0.512169 ± 7	-5.7
29/54	II	194	205	2.744	0.723421 ± 17	0.71058	63.1	12.0	0.1146	0.512200 ± 6	-5.1
*K223	Gn	80	428	0.544	0.717201 ± 15	0.71465	33.1	5.01	0.0916	0.511980 ± 4	-8.4
*K22	Gn	139	438	0.919	0.711592 ± 13	0.70728	54.3	13.5	0.1507	0.512376 ± 7	-3.2
*K196	Gn	133	490	0.785	0.710807 ± 13	0.70712	62.3	10.3	0.0999	0.512208 ± 8	-4.3
*K231	Gn	145	553	0.758	0.711240 ± 15	0.70768	68.6	12.6	0.1113	0.512294 ± 6	-3.1

2. Geologická charakteristika skalního defilé Sokolčí

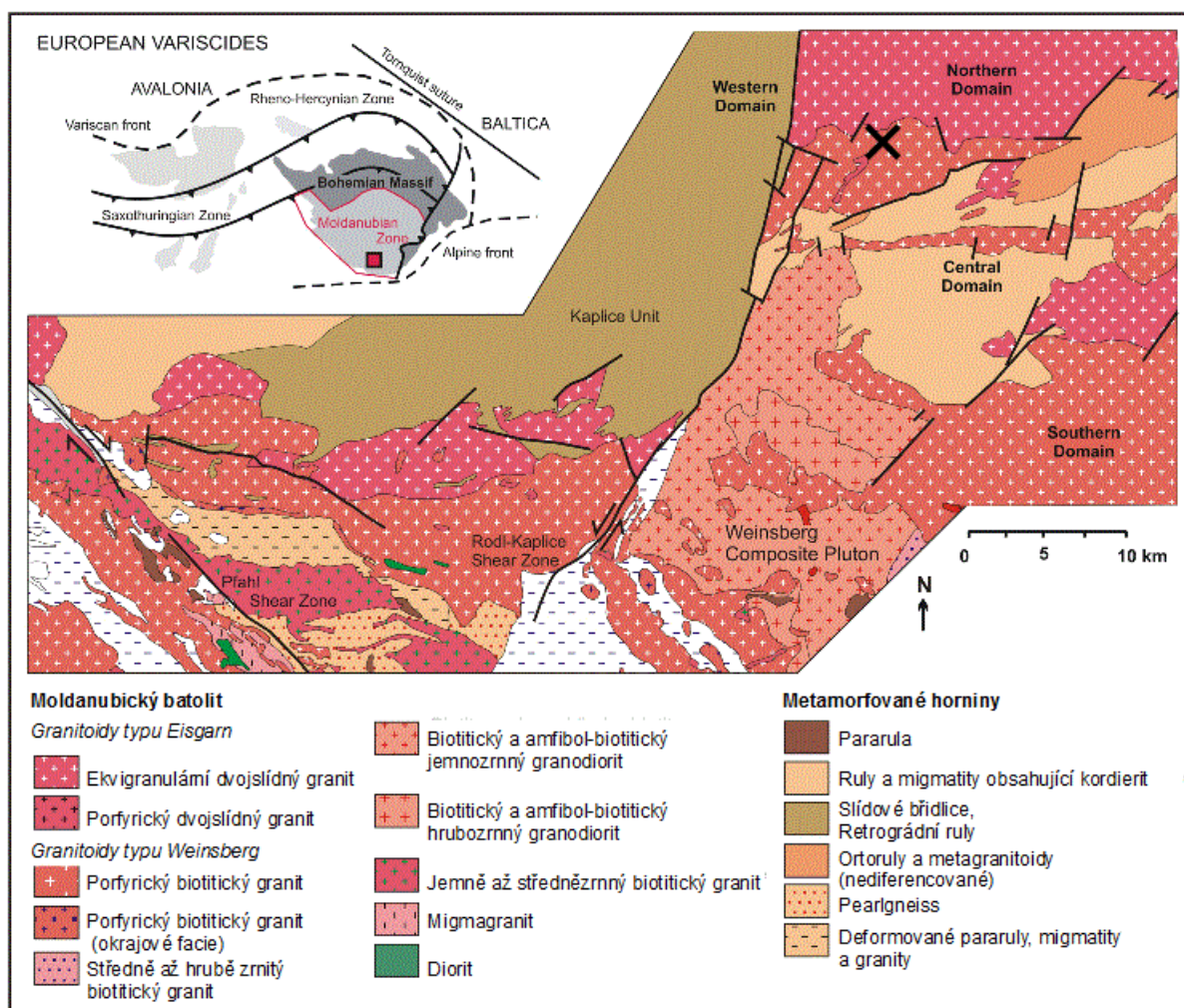
2.1 Popis lokality

Lokalita Sokolčí se nachází v severovýchodní části weinsbergského kompozitního plutonu, který je součástí moldanubického batolitu (Obr. 9). Jedná se o skalní defilé o délce 150 metrů a průměrné výšce okolo 20 metrů. Lokalita je situována v zářezu potoka Černá, 5 km VSV od náměstí v Kaplici (GPS: 48.7457711N, 14.5529597E). Z pohledu litologického složení je lokalita tvořena výrazně porfyrickými biotitickými granitoidy typu Weinsberg s podřízeným výskytem středně-zrnitých biotitických granitů, mafických mikrogranulárních enkláv (MME) dioritového složení a synplutonických žil granitových porfyrů. Východní části defilé jsou dále tvořeny dvojslídnyými granity typu Eisgarn. V granitoidech typu Weinsberg se dále vyskytují xenolity biotitických pararul, migmatitů a metamorfovaných vápenatosilikátových hornin. Primární intruzivní kontakty severozápadní části weinsbergského kompozitního plutonu jsou převážně strmé, mají ZJZ – VSV průběh a převažující subparalelní orientaci vůči regionální metamorfní foliaci okolních hornin jednotvárné skupiny moldanubika.

Ve formě různých typů magmatických struktur (např. magmatické stavby různé orientace a charakteru, interní intruzivní kontakty různých horninových typů a variet, šlíry a akumulace draselných živců) jsou na lokalitě skalního defilé Sokolčí zaznamenány procesy petrogenese a vmístění severozápadní části weinsbergského kompozitního plutonu.

Vlastní výzkumná část bakalářské práce je věnována základní charakteristice přítomných horninových litologií a pozorovaných magmatických struktur včetně popisu vzájemných vztahů a orientace.

Přehled tektonických měření identifikovaných struktur je uveden v příloze (Tab. 4). Geologické schéma skalního defilé je uvedeno na Obr. 11.

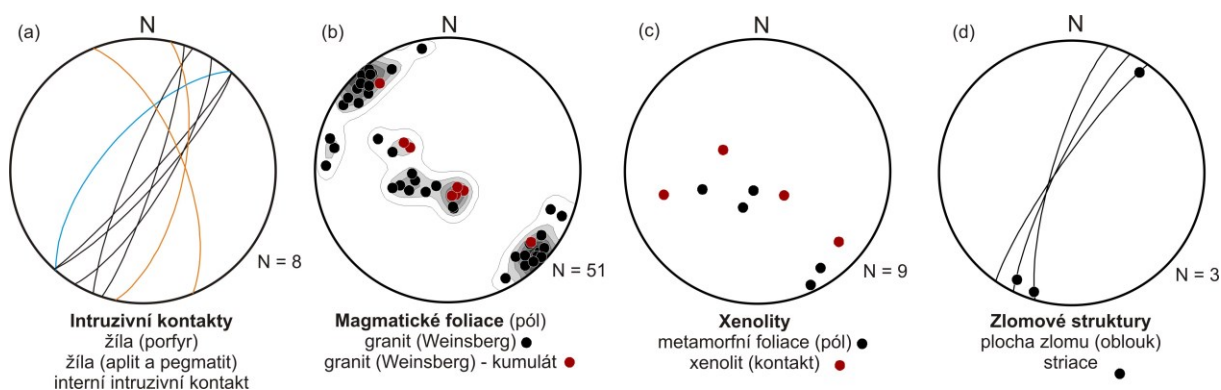


Obr. 9: Schematická geologická mapa severozápadní části moldanubického batolitu (upraveno dle GM 1:500tis). Lokalita Sokolčí u Kaplice je označena černým křížkem.

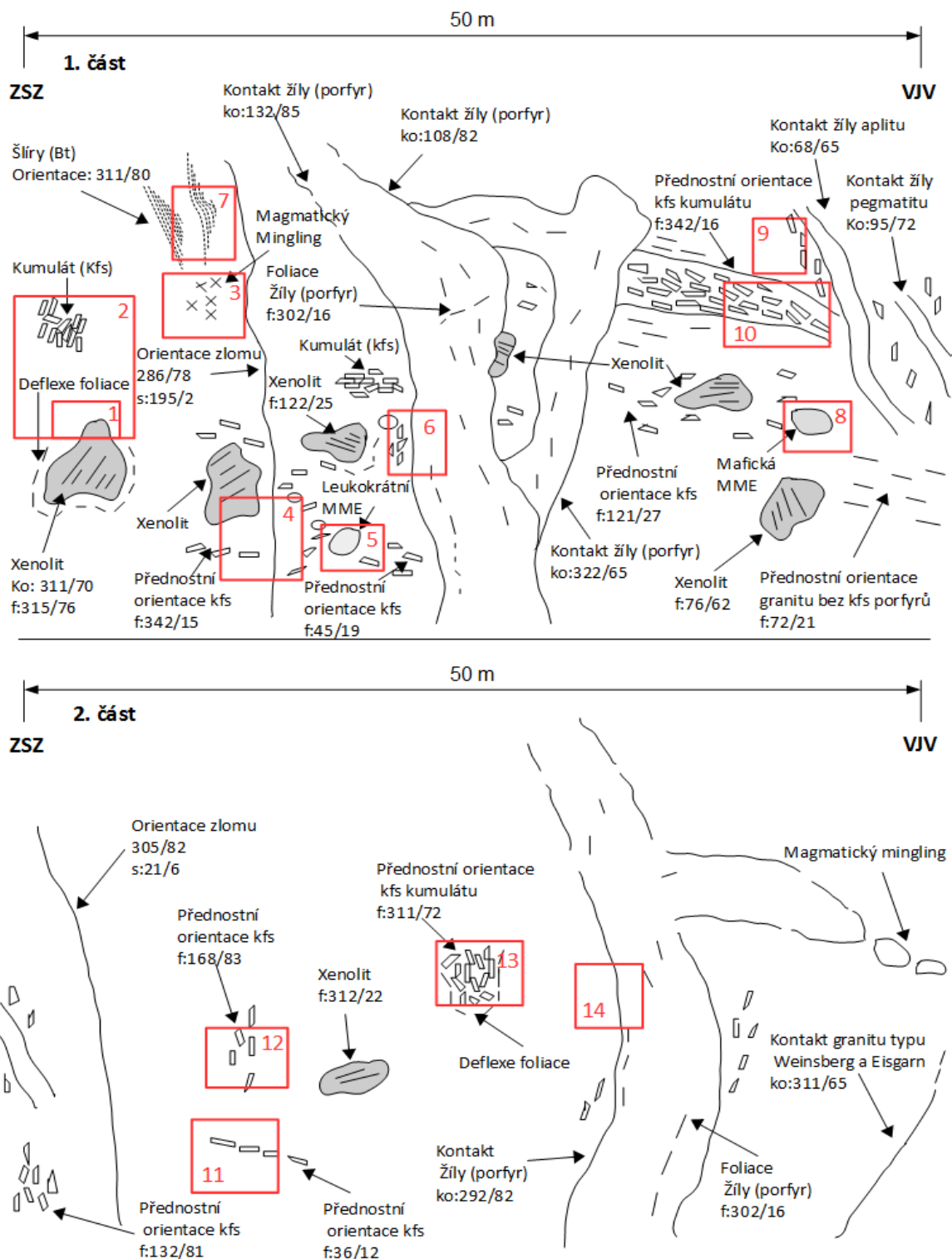
2.2 Strukturní charakteristika lokality

Interní intruzivní kontakty mezi granitoidy typu Weinsberg a Eisgarn upadají pod strmými úhly k SZ (Obr. 10a). Magmatické foliace v granitech typu Eisgarn nebyly pozorovány. Na lokalitě v granitech typu Weinsberg byly identifikovány dvě generace magmatických foliací, které jsou definovány přednostní prostorovou orientací vyrostlíc draselných živců (Obr. 13; foto 11 a 12). Relativně starší stavby mají čistě magmatický charakter. Jedná se o přednostní prostorovou orientaci minerálních agregátů bez deformace a rekrytalizace (obr. 15a). Tyto magmatické foliace upadají pod strmými úhly k SZ nebo JV (obr. 10b) a mají tak subparalelní orientaci vůči primárním intruzivním kontaktům tělesa v širším okolí lokality. Mladší foliace upadají pod mírnými úhly k SSV až V a nesou znaky

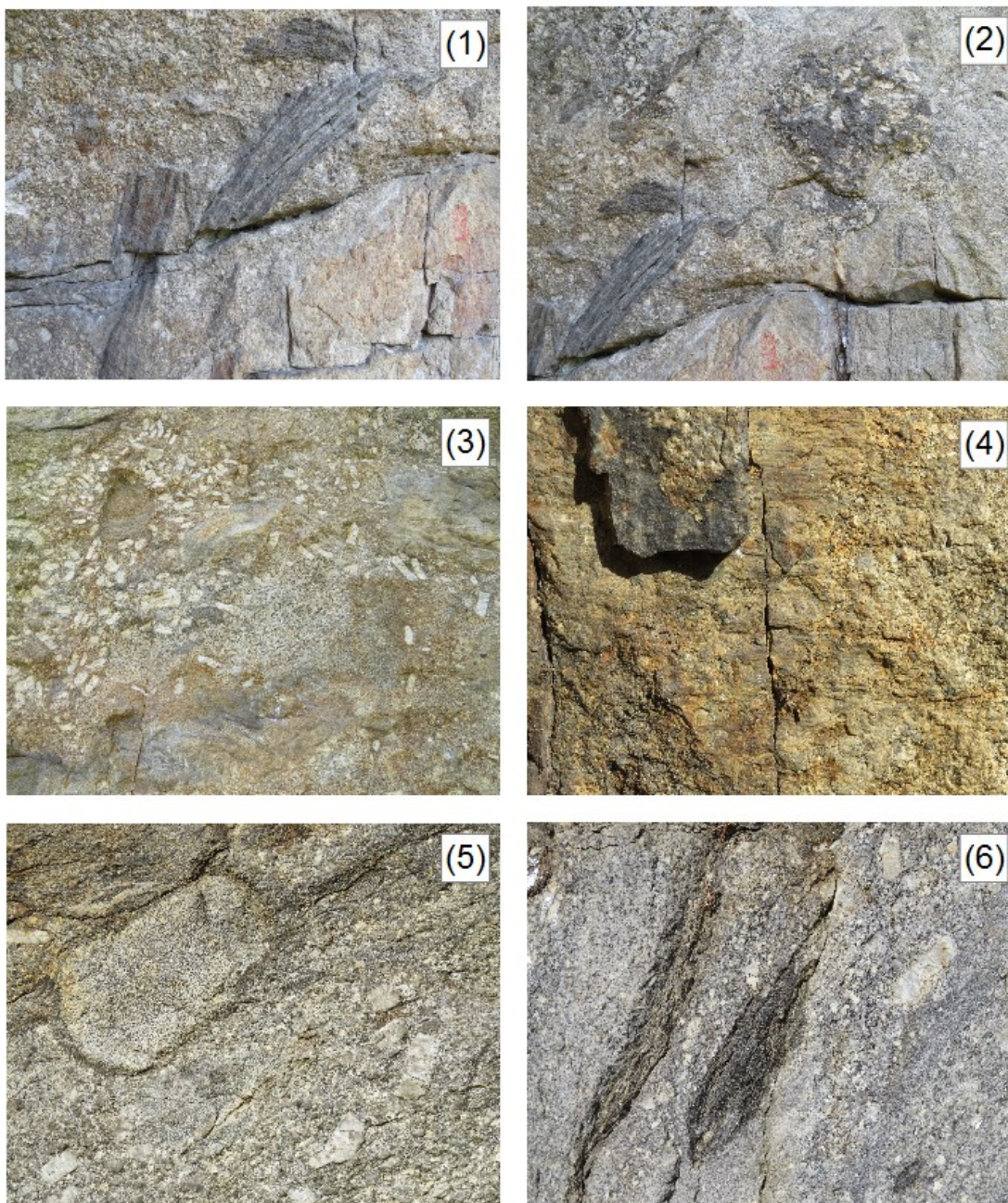
částečné deformace a rekrytalizace v podmínkách submagmatického stádia vývoje horniny s doklady slabé deformace agregátů biotitu a křemene (Obr. 15b). Nevýrazná magmatická lineární přednostní prostorová orientace vyrostlic živeců byla v případě relativně mladších magmatických foliací pozorována ve směru ZSZ – VJV. Místy se v granitoidech typu weinsberg vyskytují mafické a leukokratní mikrogranulární enklávy o velikosti do 30 cm (Obr. 12, 13; foto 5 a 8). Mikrogranulární enklávy mají poměrně pravidelné kontakty, jeví znaky výraznějšího protažení a mají často souhlasný průběh s orientací magmatických foliací (Obr. 10b). Místy byla pozorována deflexe magmatické foliace okolo enkláv. Mezi další mapované struktury patří hojné akumulace vyrostlic draselných živeců označované jako kumuláty (Obr. 13; foto 10). Kumuláty o rozměrech až několik metrů mají výrazně deskovitý tvar. Jejich hranice jsou ostré, v převaze upadají pod mírnými úhly k SV. Vnitřní stavba kumulátů je nepravidelná, místy svojí orientací odpovídá průběhu magmatických foliací (Obr. 10b). Opět jako v případě enkláv byla místy v těsném okolí kumulátů pozorována deflexe magmatické foliace. V okolí kumulátů se vykytují nepravidelné domény tvořené slabě porfyrickým biotitickým granitem s doklady magmatického minglingu s porfyrickými granity typu Weinsberg. Na základě prostorových vztahů těchto granitových variet a kumulátů je možné předpokládat, že se jedná o zbytkové granitové magma derivované právě z kumulátů. Dále je na lokalitě možné pozorovat hojné xenolity okolních metamorfovaných hornin (migmatitů, migmatizovaných pararul a vápenatosilikátových hornin) o rozměrech až 50 cm. Orientace metamorfní foliace v xenolitech i jejich kontakty vůči okolí jsou variabilní (Obr. 10c). Xenolity mají jak ostré tak nepravidelné hranice, často i difuzní povahy (Obr. 12; foto 1 a 6), což dokládá různý stupeň jejich asimilace v okolním granitovém magmatu. Na lokalitě byly dále měřeny zlomové struktury, které upadají pod strmými úhly k ZSZ. Zlomové plochy nesou striace (rýhování) subhorizontální orientace. Pozorované kinematické indikátory ukazují na převažující levostranný posun ve směru striací (Obr. 10d, 12; foto 4).



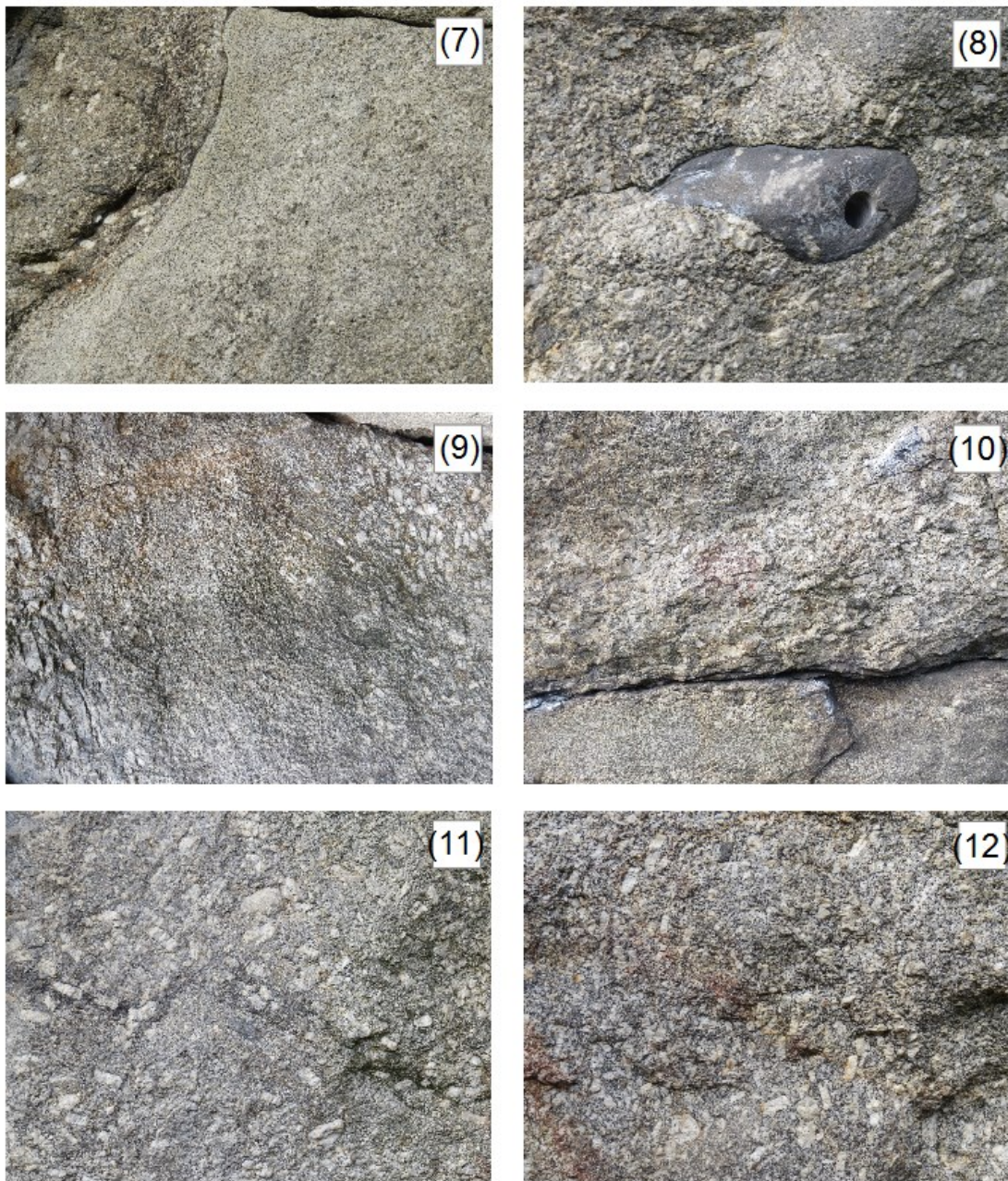
Obr. 10: Diagramy měření struktur na lokalitě Sokolčí u Kaplice. (a) Plochy intruzivních kontaktů synplutonických žil (černá barva), aplitové a pegmatitové žíly (oranžová barva) a interního intruzivního kontaktu (modrá barva); (b) Póly ploch magmatických foliací v granitu a akumulacích draselných živců; (c) Póly ploch metamorfních foliací v xenolitech a kontaktů xenolitu s granitem; (d) Plochy zlomových struktur a póly ploch striace zlomů. N – počet měření



Obr. 11: Geologická skica skalního výchozu na lokalitě Sokolčí. Celý výchoz má přibližně 100 metrů a upadá ZSZ – VJV směrem. Červené rámečky a čísla jsou odkazy na fotky jednotlivých geologických fenoménů (Obr. 12 – 14). Kfs – draselný živec, f – foliace, s – striace, ko – kontakt, MME – magmatická mikrogranulární enkláva



Obr. 12: (1) Ostrohranné xenolity v granitu, (2) Xenolity s deflexí foliace a kumulát draselného živce, (3) Mingling mezi středně zrnitým granitem a granitem typu Weinsberg, (4) Plocha zlomu s indikátory levostranného posunu, (5) Leukogranitová magmatická mikrogranulární enkláva, (6) Pokročile asimilované xenolity biotitických pararul



Obr. 13: (7) Mafické šlíry vzniklé akumulací biotitu, (8) Mafická magmatická mikrogranulární enkláva, (9) Mingling mezi neporfyrickým středně zrnitým granitem a granitem typu Weinsberg, (10) Výrazně planární akumulace vyrostlic draselného živce, (11) Magmatická přednostní prostorová orientace draselného živce – plochá orientace, (12) Magmatická přednostní prostorová orientace draselného živce – strmá orientace



Obr. 14: (13) Akumulace vyrostlic draselného živce, (14) Intruzivní kontakt mezi granitem typu Weinsberg a žílou granitového porfyru

2.3 Petrografická a mikrostrukturní charakteristika hornin

V této kapitole je uvedena základní petrografická charakteristika základních horninových typů přítomných na lokalitě Sokolčí. Jedná se o výrazně porfyrický granit typu Weinsberg (1), který tvoří převážnou část skalního defilé. Dále je v omezeném rozsahu zastoupena slabě porfyrická varieta této granitové horniny (2) s doklady magmatického minglingu. Východní části skalního defilé jsou tvořeny dvojslídňým granitem typu Eisgarn (3), které mají vůči granitům typu Weinsberg intruzivní kontakty. V omezené míře jsou zastoupeny žilné horniny leukogranitového a pegmatitového složení (4). Na lokalitě se dále vyskytují migmatizované pararuly (5) ve formě xenolitů.

2.3.1 Výrazně porfyrický biotitický granit (facie typu Weinsberg)

Jedná se o dominantně zastoupenou horninu, která obsahuje vyrostlice draselného živce, často výrazně usměrněné, o délce 3 – 7 cm (Obr. 13; foto 11 a 12). Základní hmota je tvořena převážně křemenem (26 až 39 mod. %), draselným živcem (18 – 33 mod. %), plagioklasem (21 až 40 mod. %) a biotitem (14 až 23 mod. %). Velikost zrn v základní hmotě je kolem 2 mm (Obr. 15). Vyrostlice draselného živce jsou obvykle slabě perthitické, místy slabě zakalené. Vyrostlice obsahují drobné inkluze biotitu a plagioklasu. Krystaly draselného

živce v základní hmotě jsou xenomorfně až hypidiomorfně omezené. Plagioklas je polysynteticky zdvojitý, je tvořen hypidiomorfně omezenými tabulkami. Křemen je v základní hmotě zastoupen alotriomorfně omezenými, často undulozně zhášujícími zrny. Apatit, zirkon, monazit, titan a ilmenit patří mezi dominantně zastoupené akcesorické minerály.

Hornina obsahuje mafické mikrogranulární enklávy (MME), které mají ekvigranulární texturu bez dokladů rekrytalizace (Obr. 13; foto 8). Lokálně obsahují drobné vyrostlice draselného živce, plagioklasu, křemene nebo biotitu. Základní hmota je tvořena plagioklasem (49 až 55 mod. %) a biotitem (24 až 28 mod. %).

2.3.2 Slabě porfyrický biotitický granit (facie typu Weinsberg)

Hornina má středně zrnitou texturu, s přírůstkem zastoupení porfyrických vyrostlic pozvolna přechází do porfyrického granitu (Obr. 12, 13; foto 3 a 9). Tyto granity jsou obvykle světle šedé a obsahuje nerovnoměrně rozptýlené vyrostlice draselného živce o velikosti 2 až 4 cm. V některých částech výchozu jsou tyto vyrostlice poměrně vzácné a hornina může v drobných úlomcích nabývat vzhled neporfyrických (ekvigranulárních) granitů. Základní hmota horniny je středně zrnitá a skládá se z 20–35 mod. % draselného živce, 20 až 40 mod. % plagioklasu, 22 až 38 mod. % křemene a 10 až 21 mod. % biotitu. Z akcesorických minerálů jsou přítomny apatit, zirkon, zirkon, titanit a ilmenit.

2.3.3 Drobně až středně zrnitý dvojslídny granit (typ Eisgarn)

Vystupuje ve východní části skalního defilé. Hornina je světle šedá obsahující středně zrnitou texturu (velikost zrna se pohybuje kolem 1 mm). Místy jsou zastoupené drobné vyrostlice draselného živce do velikosti 2 cm. Hlavními minerály v základní hmotě jsou plagioklas (~ 33 mod. %), křemen (~ 30 mod. %), draselný živec (~ 26 mod. %), muskovit (~ 6 mod. %) a biotit (~ 7 mod. %). Hypidiomorfní plagioklas bývá polysynteticky zdvojitý a obvykle je slabě sericitizovaný a zakalený jílovými minerály. Křemen a draselný živec jsou omezeny xenomorfně. Draselný živec obsahuje drobné perthity a místy mikroklinové mřížkování. Drobné lupínky biotitu často srůstají s muskovitem a jsou místy

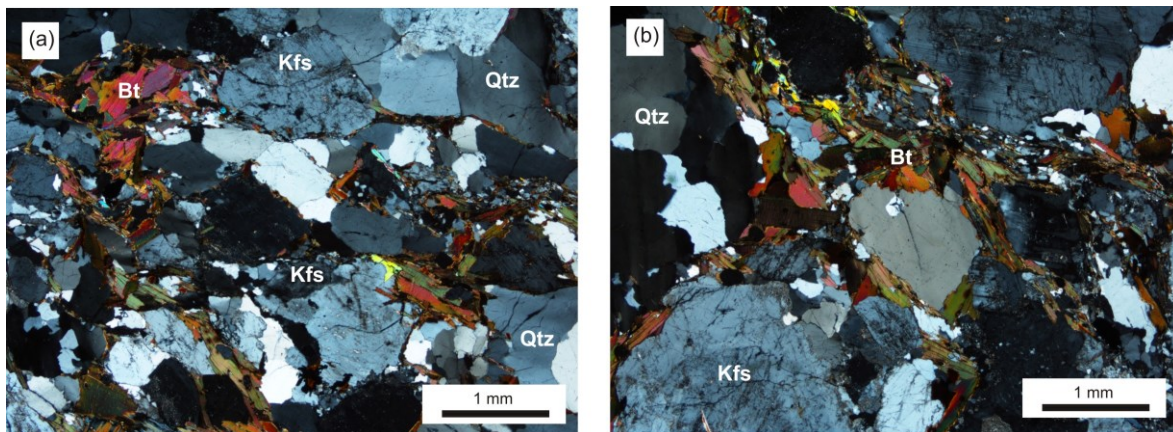
postiženy chloritizací. V akcesorickém množství jsou v hornině přítomen apatit, monazit a zirkon.

2.3.4 Drobně zrnitý leukokratní granit a pegmatit

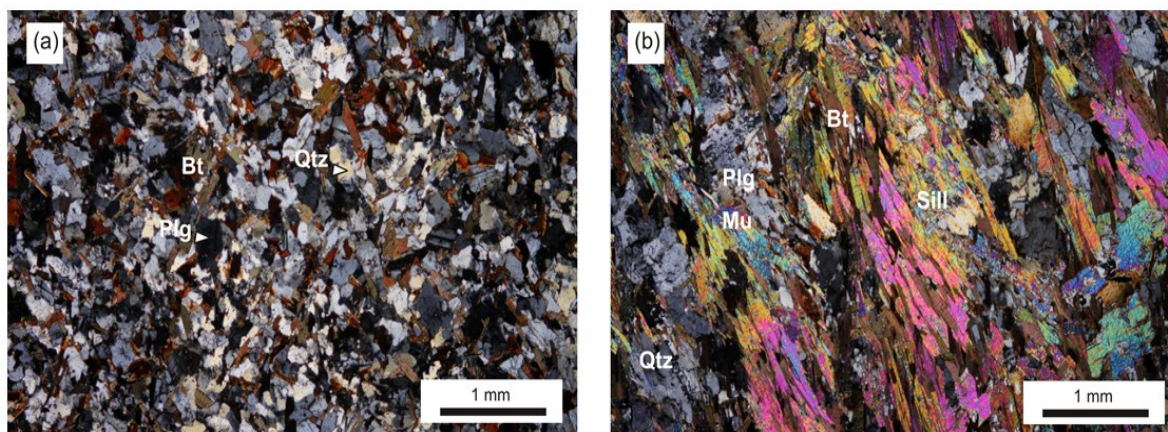
Horniny se vyskytují ve formě žil o mocnosti do 30 cm. Leukokratní granit je jemně až drobně zrnitá, masivní, světle šedá až šedo bílá. Stavba je hypautomorfně zrnitá a skládá se z křemene, draselného živce, kyselého plagioklasu, biotitu a muskovitu. Žíla pegmatitu má ostré kontakty s okolními granity a je částečně zonální. Na okrajích je několik cm mocná granitická zóna a v centrální části je pegmatit hrubě zrnitý přičemž převažují velká zrna draselného živce. Pegmatit se skládá hlavně z xenomorfního křemene, draselného živce a xenomorfního až hipidiomorfního plagioklasu.

2.3.5 Migmatitizovaná sillimanit-biotitická pararula

Tato hornina se vyskytuje ve formě částečně asimilovaných xenolitů o rozměrech 10 až 80 cm. Jedná se o středně zrnité šedohnědé až šedé pararuly, které lokálně obsahují nepravidelné pásy leukosomu (Obr. 12; foto 1, 2 a 6). Horniny lepidogranoblastickou až granoblastickou strukturu. Hlavními minerály jsou křemen (20 až 30 mod. %), plagioklas (18 až 25 mod. %), biotit (15 až 26 mod. %), draselný živec (2 až 11 mod. %), dále sillimanit (1–3 mod. %) a místy také cordierit (Obr. 16b). Polysynteticky zdvojitěné hypidioblasty plagioklasu nesou známky slabé sericitizace. Xenoblasty křemene undulozně zháší a draselný živec je jen slabě zakalené jílovými minerály. Protáhlé krystaloblasty biotitu jsou často podél okrajů postiženy chloritizací. Sillimanit se vyskytuje v podobě izolovaných jehlic v biotitu nebo fibrolitických shluků o délce až 0,3 mm. Vzácný cordierit je přítomen v podobě poikiloblastů, které obsahují inkluze biotitu plagioklasu a křemene.



Obr. 15: Mikrofotografie základních horninových typů z lokality Sokolčí. (a) i (b) Hrubě zrnitý porfyrický biotitický granit (facie typu Weinsberg). Bt – biotit, Kfs – draselný živec, Qtz - křemen



Obr. 16: Mikrofotografie základních horninových typů z lokality Sokolčí. (a) Mafická mikrogranulární enkláva o složení dioritu. (b) Migmatizovaná sillimanit-biotitická pararula. Bt – biotit, Kfs – draselný živec, Qtz – křemen, Plg – plagioklas, Mu – muskovit, Sill – sillimanit

2.4 Geochemická charakteristika hornin

Dominantně zastoupený porfyrický biotitický granit typu Weinsberg byl charakterizována na základě pěti chemických analýz (Tab. 3). Granity obsahují SiO_2 66,1 - 71,8 hmot. %; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 6,7 – 8,5 hmot. %) a jsou tedy svým složením blízko průměrným hodnotám granitů typu Weinsberg (Gerdes, 2001), pouze obsahy

Zr (134 – 389 ppm) vykazují hodnoty lehce nižší. Podle poměrů A/CNK (1,1 – 1,4) řadíme tyto vzorky mezi peraluminické horniny. Typické je vyšší množství K₂O (4,2 – 6,3 hmot. %) než Na₂O (2,3 – 3,2 hmot. %) a nízké hodnoty CaO (1,1 – 2,5 hmot. %). Poměry FeO/MgO (3,0 – 4,5), K₂O/Na₂O (1,3 – 2,0) a K/Rb (191 – 224). Hodnoty MgO mají rozptyl od 0,4 do 1,4 hmot. % a Al₂O₃ od 14,6 do 15,8 hmot. %. Obsah REE se ve studovaných vzorcích pohybuje v širším intervalu od 133 do 348 ppm.

Mafická enkláva se obsahy SiO₂ (63,4 hmot. %) a K₂O+Na₂O (6,0 hmot. %) blíží okolním granitoidům. Na druhou stranu obsahy MgO (2,4 hmot. %), Fe₂O_{3t} (6,5 hmot. %) a CaO (3,2 hmot. %) jsou poněkud vyšší a K₂O (2,75 hmot. %) poněkud nižší než u okolních granitů typ Weinsberg. Při srovnání s průměrným chemickým složením svrchní kontinentální kůry (Taylor a McLennan 1995) je patrná značná podobnost s granity typ Weinsberg, přičemž rozdíl je pouze v nižších obsazích Ba, K a mírně vyšších obsazích Cs.

Tab. 3: Reprezentativní chemické složení granitoidů typu weinsberg na lokalitě Sokolčí

SiO ₂ hmot. %	66,1–71,8	Zr ppm	134–389
TiO ₂ hmot. %	0,3–0,8	Hf ppm	4,0–10,0
CaO hmot. %	1,1–2,5	Zr/Hf	33,5–38,9
K ₂ O hmot. %	4,2–6,3	Nb/Ta	7,7–15,5
FeOt hmot. %	1,8–4,3	Ce ppm	56–151
MgO hmot. %	0,4–1,4	Y ppm	20–41
P ₂ O ₅ hmot. %	0,14–0,33	Th ppm	13–32
K ₂ O/Na ₂ O	1,3–2,0	K/Rb	191–224
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21–58	Rb/Sr	0,8–1,9
CaO/Na ₂ O	0,4–0,8	Rb/Ba	0,1–0,4
A/CNK	1,08–1,43	La _N /Yb _N	8,6–14,0
Mg#	28–37	Eu/Eu*	0,36–0,53
Rb ppm	178–229	REE	133–348
Sr ppm	119–210	T(LREE)	782–869
Ba ppm	269–1657	T(Zr)	776–864

3. Diskuse

Na základě analýzy chemického složení granitoidů typu Weinsberg (výrazně profyrické biotitické granity nebo neporfyrické biotitické granitoidy) na lokalitě Sokolčů a blízkého okolí tyto horniny lze z petrogenetického pohledu označit jako typické smíšené I/S typy s afinitou k anorogenním granitům. Na základě Shandova indexu horniny mají peraluminické složení s výrazným zastoupením K_2O . Prvky vzácných zemin vykazují mírný trend obohacení lehkými vzácnými zeminami (La, Ce, Pr, Nd, Sm) a ochuzení těžkými vzácnými zeminami (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). V souladu s prací Gerdes (2001) lze předpokládat, že granitoidy weinsberského plutonického komplexu vznikly parciálním tavením značně heterogenního souboru vulkanosedimentárních sekvencí s omezeným příspěvkem magmatického mixingů s bazickými magmaty.

Granitoidy severozápadní části weinsberského plutonu mají strmé intruzivní kontakty, v mírném protažení ve směru SV-JZ, tzn. subparalelně s průběhem superponované metamorfní stavby okolních hornin monotónní skupiny moldanubika. Dominantními stavbami jsou foliace magmatického charakteru se strmými úklony k SZ nebo JV, které jsou subparalelní s intruzivními kontakty plutonu. Tato shoda v orientaci ukazuje na výstup a vmístění magmat v souladu se závěrečnou fází regionální deformace. Druhá generace magmatických až submagmatických staveb má subhorizontální orientaci a pravděpodobně odráží omezený příspěvek subvertikálního zkrácení v závěrečné fázi vmístění granitů (dle kritérií Patersona et al. 1998). Přítomnost xenolitů okolních metamorfovaných hornin ukazuje na aktivitu mechanismu magmatického stopingu během vmístění magmatu (Yoshinobu et al. 2003). Klíčovou roli ve vzniku a geologickém vývoji mapované lokality a okolních hornin hrály variské orogenní procesy (360 – 300 Ma).

Geodynamický vývoj mapovaných hornin je polyfázový a spadá zejména do období relativně mladší etapy vývoje variského orogenního pásma (330 – 320 Ma). V období kolem 330 až 325 Ma dochází podél západní hrany podsouvané kontinentální kůry brunovistulika podél východního okraje moldanubika a regionální kompresi v oblasti jihozápadní části moldanubika. Tyto události byly spojeny s exhumací hornin a dekompresním tavením hornin (Finger et al., 2010; Verner et al., 2014). Tyto události byly doprovázeny syntektonickým až slabě posttektonickým vmístěním peraluminických a vysoce draselných granitů (typ S a I/S)

moldanubického plutonického komplexu (Finger et al., 2010; Verner et al., 2014). Do této skupiny post-orogéních granitoidů patří také severozápadní část weinsberského kompozitního komplexu, tedy i mapovaná oblast lokality Sokolčí.

4. Závěr

V této bakalářské práci byla provedena rešerše dosavadních znalostí, jak o mechanismech a geodynamických aspektech vzniku, vývoje a umístění granitoidních magmat, tak o postkolizní magmatické aktivitě v oblasti Českého masivu.

Ve výzkumné části byly zdokumentovány a charakterizovány stavby a struktury granitoidů typu Weinsberg na lokalitě Sokolčí u Kaplice. Získaná data z terénního pozorování a geochemických analýz odebraných vzorků byla porovnána a diskutována s výsledky prací uvedených v rešeršní části.

5. Literární zdroje

Blundell, D. J., et al., eds. *A continent revealed: The European Geotraverse, structure and dynamic evolution*. Cambridge University Press, 1992.

Broska, I., et al. "Magma temperatures in the southern Bohemian batholith estimated on the basis of zircon solubility." *Terra Abstracts EUG*. Vol. 8. 1995.

Brown, M., and F. J. Kothonen. "Some remarks on melting and extreme metamorphism of crustal rocks." *Physics and Chemistry of the Earth's Interior*. Springer New York, 2009. 67-87.

Büttner, S., and J. H. Kruhl. "The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian massif." *Geologische Rundschau* 86.1 (1997): 21-38.

Chappell, B.W., and A. J. R. White. "Two contrasting granite types." *Pacific geology* 8.2 (1974): 173-174.

Clemens, J. D., and C. K. Mawer. "Granitic magma transport by fracture propagation." *Tectonophysics* 204.3-4 (1992): 339-360.

Collins, W. J., and E. W. Sawyer. "Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation." *Journal of Metamorphic Geology* 14.5 (1996): 565-579.

Cruden, A. R. "On the emplacement of tabular granites." *Journal of the Geological Society-London* 155.5 (1998): 853-862.

De Yoreo, J. J., D. R. Lux, and C. V. Guidotti. "Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts." *Tectonophysics* 188.3-4 (1991): 209-238.

Douce, A. E. P., and A. D. Johnston. "Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107.2 (1991): 202-218.

Finger, F., et al. "The Zentralgneise of the Tauern Window (eastern Alps): insight into an intra-Alpine Variscan batholith." *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Berlin Heidelberg, 1993. 375-391.

Finger, F., and J. D. Clemens. "Migmatization and "secondary" granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of "primary" granitoids in Southern Bohemia, Austria." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120.3 (1995): 311-326.

Finger, F., and H. P. Steyrer. "A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif." *Geologica Carpathica* 46.3 (1995): 137-150.

Finger, F., et al. "Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and

tectonothermal relations." *Mineralogy and Petrology* 61.1-4 (1997): 67-96.

Finger, F., et al. "Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases." *Journal of Geosciences* 52.1/2 (2007): 9.

Finger, F., et al. "The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen)." *Geologica Carpathica* 60.3 (2009): 205-212.

Finger, F., D. J. Dunkley, and M. Rene. "Remnants of Early Carboniferous I-type granodiorite plutons in the Bavarian Forest and their bearing on the tectonic interpretation of the southwestern sector of the Bohemian Massif (Bavarian Zone)." *Journal of Geosciences* 55.4 (2010): 321-332.

Fountain, J. C., D. S. Hodge, and R. P. Shaw. "Melt segregation in anatectic granites: A thermo-mechanical model." *Journal of volcanology and geothermal research* 39.4 (1989): 279-296.

Franke, W. "Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe." *Geological Society of America Special Papers* 230 (1989): 67-90.

Franke, W. "The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution." *Geological Society, London, Special Publications* 179.1 (2000): 35-61.

Friedl, G., et al. "Timing of the Variscan orogeny in the Southern Bohemian Massif (NE Austria) deduced from new U–Pb zircon and monazite dating." *Terra Nova* 1.5 (1993): 235-236.

Gerdes, A., G. Wörner, and F. Finger. "Late-orogenic magmatism in the southern Bohemian Massif-geochemical and isotopic constraints on possible sources and magma evolution." *ACTA-UNIVERSITATIS CAROLINAE GEOLOGICA* (1998): 41-45.

Gerdes, A., G. Wörner, and A. Henk. "Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith." *Journal of the Geological Society* 157.3 (2000): 577-587.

Gerdes, A. "Magma homogenization during anatexis, ascent and/or emplacement? Constraints from the Variscan Weinsberg Granites." *Terra Nova* 13.4 (2001): 305-312.

Gerdes, A., et al. "High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement-the South Bohemian Batholith." *Journal of GEOsciences* 48.1-2 (2003): 53-54.

Giese, P. "Main features of geophysical structures in Central Europe." *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer Berlin Heidelberg, 1995. 7-25.

Glazner, A. F., and J. M. Bartley. "Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?." *Geological Society of America Bulletin* 118.9-10 (2006): 1185-1195.

Henk, A. "Gravitational orogenic collapse vs plate-boundary stresses: a numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe." *Geologische Rundschau* 86.1 (1997): 39-55.

Hogan, J. P., and M. C. Gilbert. "The A-type Mount Scott Granite sheet: Importance of crystal magma traps." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100.B8 (1995): 15779-15792.

Holub, F. V., A. Cocherie, and P. Rossi. "Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary." *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 325.1 (1997): 19-26.

Huppert, H. E., and R. S. J. Sparks. "The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust." *Journal of Petrology* 29.3 (1988): 599-624.

Klominský, J., T. Jarchovský, and G. S. Rajpoot. *Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif. Radioactive Waste Repository Authority of the Czech Republic. Technical Report No. TR-01-2010, Prague, 2010.*

Kosler, J., M. Aftalion, and D. R. Bowes. "Mid-late Devonian plutonic activity in the Bohemian Massif: U-Pb zircon isotopic evidence from the Staré Sedlo and Mirovice gneiss complexes, Czech Republic." *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 1993 (1993): 417-431.

Kosler, J., and C. M. Farrow. "Mid-Late Devonian arc-type magmatism in the Bohemian Massif: Sr and Nd isotope and trace element evidence from the Stare Sedlo and Mirovice gneiss complexes, Czech Republic." *Journal of GEOsciences* 39.1 (1994): 56-57.

Klötzli, U. S., et al. "Cadomian lower-crustal contributions to Variscan granite petrogenesis (South Bohemian Pluton, Austria): constraints from zircon typology and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics." *Journal of Petrology* 42.9 (2001): 1621-1642.

Kröner, A., et al. "Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe." *Active Continental Margins—Present and Past*. Springer Berlin Heidelberg, 1994. 357-376.

Langer, C., et al. "Carboniferous granitoids from the Odenwald, the Schwarzwald and the Vosges: constraints on magma sources." *Terra Nostra* 95.8 (1995): 114.

Matejka, D., and M. Klecka. "Petrogenese und geodynamische Stellung des Moldanubischen Batholiths, Böhmisches Masse." *Rundgespräch* 8 (1992): 49.

Matte, P. "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe." *Tectonophysics* 126.2-4 (1986): 329335347-332344374.

Mengel, K., et al. "Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic fields of West Germany: implications for structure and composition of the continental crust." *Tectonophysics* 195.2-4 (1991): 271-289.

Miller, R. B., and S. R. Paterson. "Construction of mid-crustal sheeted plutons: Examples from the North Cascades, Washington." *Geological Society of America Bulletin* 113.11 (2001): 1423-1442.

Paterson, S. R., and R. H. Vernon. "Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes." *Geological Society of America Bulletin* 107.11 (1995): 1356-1380.

Paterson, S. R., et al. "Interpreting magmatic fabric patterns in plutons." *Lithos* 44.1 (1998): 53-82.

Petford, N., R. C. Kerr, and J. R. Lister. "Dike transport of granitoid magmas." *Geology* 21.9 (1993): 845-848.

Petford, N. "Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: The mantle connection." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100.B8 (1995): 15735-15743.

Petrík, I., I. Broska, and P. Uher. "Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure." *Geol. Carpathica* 45.5 (1994): 283-291.

Pin, C. "Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data." *Tectonophysics* 177.1-3 (1990): 215-227.

Pitcher, W. S. *The nature and origin of granite*. Springer Science & Business Media, 1997.

Racek, M., et al. "Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria)." *Mineralogy and Petrology* 86.3 (2006): 221-251.

Sawyer, E. W. "Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid." *Lithos* 116.3 (2010): 273-286.

Schulmann, K., et al. "Evolution of microstructure and melt topology in partially molten granitic mylonite: Implications for rheology of felsic middle crust." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.B10 (2008).

Siebel, W. "Constraints on Variscan granite emplacement in north-east Bavaria, Germany: further clues from a petrogenetic study of the Mitterteich granite." *Geologische Rundschau* 84.2 (1995): 384-398.

Taylor, S. R., and S. M. McLennan. "The geochemical evolution of the continental crust." *Reviews of Geophysics* 33.2 (1995): 241-265.

Thompson, A. B., and J. A. D. Connolly. "Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100.B8 (1995): 15565-15579.

Verner, K., et al. "Magmatic history and geophysical signature of a post-collisional intrusive center emplaced near a crustal-scale shear zone: the Plechý granite pluton (Moldanubian batholith, Bohemian Massif)." *International Journal of Earth Sciences* 98.3 (2009): 517-532.

Verner, K., et al. "Formation of elongated granite–migmatite domes as isostatic accommodation structures in collisional orogens." *Journal of Geodynamics* 73 (2014): 100-117.

Vigneresse, J. L., P. Barbey, and M. Cuney. "Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer." *Journal of Petrology* 37.6 (1996): 1579-1600.

Vrana, S., and A. Kroner. "Pb-Pb zircon ages for tourmaline alkali-feldspar orthogneiss from Hluboká nad Vltavou in southern Bohemia." *Journal of GEOsciences* 40.1-2 (1995): 127-131.

Weinberg, R. F., and Y. Podladchikov. "Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99.B5 (1994): 9543-9559.

Wickham, S. M. "The segregation and emplacement of granitic magmas." *Journal of the Geological Society* 144.2 (1987): 281-297.

Yoshinobu, A. S., and C. G. Barnes. "Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion." *Geological Society of America Bulletin* 120.7-8 (2008): 1080-1081.

Yoshinobu, A. S., et al. "A view from the roof: magmatic stoping in the shallow crust, Chita pluton, Argentina." *Journal of Structural Geology* 25.7 (2003): 1037-1048.

6. Přílohy

Tab. 4: Databáze všech měření pořízených na skalním defilé lokality Sokolčů

	Hornina	směr sklonu	sklon	struktura (typ)	
1	Xenolit	311	70	Orientace kontaktu xenolitu	
2	Zlom	286	78	Orientace plochy zlomu	
3	Zlom - striace	195	2	Orientace striací zlomu	
4	Granit (typ Weinsberg)	342	15	Přednostní orientace Kfs	
5	Granit (typ Weinsberg)	311	80	Orientace magmatických šlír	
6	Xenolit	122	25	Orientace kontaktu xenolitu	
7	Granit (typ Weinsberg)	45	19	Přednostní orientace Kfs	
8	Žíla (porfyr)	132	85	Kontakt synplutonické žíly (intruzivní)	
9	Žíla (porfyr)	302	16	Foliace synplutonické žíly	
10	Žíla (porfyr)	108	82	Kontakt synplutonické žíly (intruzivní)	
11	Žíla (porfyr)	322	65	Foliace synplutonické žíly	
12	Granit (typ Weinsberg)	121	27	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
13	Granit (typ Weinsberg)	322	16	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
14	Granit (typ Weinsberg)	72	21	Přednostní orientace Kfs	
15	Xenolit	76	62	Orientace kontaktu xenolitu	
16	Granit (typ Weinsberg)	92	81	Přednostní orientace Kfs	
17	Granit (typ Weinsberg)	101	76	Přednostní orientace Kfs	
18	Granit (typ Weinsberg)	342	16	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
19	Granit (typ Weinsberg)	132	81	Přednostní orientace Kfs	
20	Žíla (aplit)	68	65	Kontakt žíly aplitu (intruzivní)	
21	Zlom	305	82	Orientace plochy zlomu	
22	Zlom - striace	21	6	Orientace striací zlomu	
23	Granit (typ Weinsberg)	122	82	Přednostní orientace Kfs	
24	Xenolit	312	22	Orientace kontaktu xenolitu	
25	Granit (typ Weinsberg)	126	82	Přednostní orientace Kfs	
26	Granit (typ Weinsberg)	168	83	Přednostní orientace Kfs	
27	Granit (typ Weinsberg)	311	72	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
28	Granit (typ Weinsberg)	36	12	Přednostní orientace Kfs	
29	Žíla (porfyr)	292	82	Kontakt synplutonické žíly (intruzivní)	
30	Žíla (porfyr)	312	72	Přednostní orientace Kfs	
31	Granit (Eisgarn)	311	65	Kontakt granitu Weinsberg a Eisgarn	
32	Granit (typ Weinsberg)	122	32	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
33	Granit (typ Weinsberg)	291	72	Přednostní orientace Kfs	
34	Granit (typ Weinsberg)	305	75	Přednostní orientace Kfs	
35	Granit (typ Weinsberg)	314	82	Přednostní orientace Kfs	
36	Granit (typ Weinsberg)	322	72	Přednostní orientace Kfs	
37	Granit (typ Weinsberg)	351	24	Přednostní orientace Kfs	
38	Xenolit	335	84	Metamorfni foliace v xenolitu	
39	Xenolit	327	76	Metamorfni foliace v xenolitu	
40	Xenolit	22	24	Metamorfni foliace v xenolitu	
41	Xenolit	12	12	Metamorfni foliace v xenolitu	
42	Granit (typ Weinsberg)	352	23	Přednostní orientace Kfs	
43	Zlom	286	81	Orientace plochy zlomu	
44	Zlom - striace	201	8	Orientace striací zlomu	
45	Granit (typ Weinsberg)	105	81	Přednostní orientace Kfs	
46	Granit (typ Weinsberg)	114	48	Přednostní orientace Kfs	
47	Granit (typ Weinsberg)	108	36	Přednostní orientace Kfs	
48	Granit (typ Weinsberg)	292	82	Přednostní orientace Kfs	
49	Xenolit	72	36	Metamorfni foliace v xenolitu	
50	Žíla (porfyr)	132	79	Kontakt synplutonické žíly	

				(intruzivní)	
51	Žíla (porfyr)	138	86	Přednostní orientace Kfs	
52	Žíla (porfyr)	135	82	Přednostní orientace Kfs	
53	Žíla (porfyr)	121	74	Kontakt synplutonické žíly (intruzivní)	
54	Granit (typ Weinsberg)	72	31	Přednostní orientace Kfs	
55	Granit (typ Weinsberg)	84	22	Přednostní orientace Kfs	
56	Granit (typ Weinsberg)	351	16	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
57	Granit (typ Weinsberg)	331	12	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
58	Granit (typ Weinsberg)	62	27	Přednostní orientace Kfs	
59	Granit (typ Weinsberg)	72	36	Přednostní orientace Kfs	
60	Granit (typ Weinsberg)	134	72	Přednostní orientace Kfs	
61	Granit (typ Weinsberg)	142	82	Přednostní orientace Kfs	
62	Granit (typ Weinsberg)	137	76	Přednostní orientace Kfs	
63	Granit (typ Weinsberg)	127	73	Přednostní orientace Kfs	
64	Granit (typ Weinsberg)	151	76	Přednostní orientace Kfs	
65	Žíla (pegmatit)	102	65	Kontakt žíly pegmatitu (intruzivní)	
66	Granit (typ Weinsberg)	332	82	Přednostní orientace Kfs	
67	Granit (typ Weinsberg)	142	72	Přednostní orientace Kfs (kumulát)	
68	Granit (typ Weinsberg)	321	82	Přednostní orientace Kfs	
69	Granit (typ Weinsberg)	318	76	Přednostní orientace Kfs	
70	Granit (typ Weinsberg)	312	82	Přednostní orientace Kfs	
71	Granit (typ Weinsberg)	314	83	Přednostní orientace Kfs	
72	Granit (typ Weinsberg)	309	83	Přednostní orientace Kfs	
73	Granit (typ Weinsberg)	142	86	Přednostní orientace Kfs	
74	Granit (typ Weinsberg)	313	86	Přednostní orientace Kfs	
75	Granit (typ Weinsberg)	317	84	Přednostní orientace Kfs	
76	Granit (typ Weinsberg)	141	82	Přednostní orientace Kfs	
77	Granit (typ Weinsberg)	232	62	Přednostní orientace Kfs (lineární)	
78	Granit (typ Weinsberg)	151	76	Přednostní orientace Kfs	